

# **GEOLOGICA** **BAVARICA**

Herausgegeben  
vom  
**BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT**

Nr. 36

## **Über die „Albit-Pegmatite“ der Münchberger Gneismasse und ihre Nebengesteine**

von  
**Wilhelm Bauberger**

München

Mit 18 Abbildungen, 24 Bildern auf 12 Tafeln, 1 Karte  
und 6 Gefügediagrammen

MÜNCHEN 1957

## An die Verfasser von Aufsätzen und Mitteilungen

Die der Schriftleitung der „Geologica Bavarica“ eingereichten *Manuskripte sollen satzfertig sein*, d. h. den „Anweisungen für die Verfasser naturwissenschaftlicher Arbeiten (Die Bonner Anweisungen)“ entsprechen. Demnach sind Satzänderungen entgegen der Niederschrift, soweit sie 10 % der Satzkosten überschreiten, vom Verfasser zu bezahlen. Im einzelnen ist folgendes zu beachten:

### Aufbau

*Titel:* kurz und bezeichnend.

*Name des Verfassers:* in der Überschrift mit ausgeschriebenem Vornamen.

*Gliederung:* klar und übersichtlich; bei längeren Arbeiten Inhaltsverzeichnis.

*Zusammenfassung:* bei größeren Arbeiten erforderlich.

### Außere Form

*Text:* in Maschinenschrift, einseitig, 1<sup>1</sup>/<sub>2</sub>-zeilig, handgeschriebene Verbesserungen in Druckschrift. Unterscheiden zwischen Bindestrich (- kurz) und Gedankenstrich (— lang), zwischen ss und ß (Masse und Maße).

*Angabe der Schriftart:* Molasse wird **Molasse** (fett, für Überschriften); Hauptverwerfung wird **Hauptverwerfung** (gesperrt, für wichtige Angaben); Müller, K. wird **MÜLLER, K.** (Kapitälchen, für Autorennamen); Ceratites wird *Ceratites* (Kursiv, für Fossilnamen mit lateinischer Endung); } senkrechte Schlangenlinie am Rand für Kleindruck (Petit, bei Tabellen, Schichtenverzeichnissen von Bohrungen, Synonyma, Zitaten, Textabschnitten von untergeordneter Bedeutung u. a.).

*Fußnoten* (Petit): fortlaufend beziffern, nachträgliche alphabetisch zwischenschalten, z. B. 6a).

*Literaturzitate:* durch Nennung des Verfassers, des Erscheinungsjahres und evtl. der betr. Seite; bei mehreren Arbeiten eines Verfassers im gleichen Jahr a, b, usw. hinzufügen (z. B. 1953 b). Bei mehreren Autoren einer Arbeit Namen in alphabetischer Folge und durch „&“ verbinden.

*Schriftumsverzeichnis:* am Schluß der Arbeit und alphabetisch geordnet. Beispiele für Literaturangaben

a) bei Zeitschriften:

LEUCHS, K.: Tektonische Untersuchungen im Wettersteingebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **87**, S. 703—719, 3 Abb., Berlin 1935.

b) bei Büchern:

RINNE, F.: Gesteinskunde. 12. Aufl., 428 S., 589 Abb., Leipzig (Max Jännecke) 1940.

### Bebilderung

Bilder im Text sind „Abbildungen“, auf Tafeln stehen „Figuren“ oder „Bilder“ (bei Photographien).

Auf jeder Vorlage notwendig: Name und Anschrift des Verfassers, Nummer der Abbildung bzw. Tafel, gewünschte Verkleinerung (Satzspiegelgröße berücksichtigen!), Hinweis für „oben“ bzw. „unten“.

Alle *Vorlagen druckfertig* einreichen und zwar im Original. Vorlagen gegebenenfalls größer als ihre endgültige Wiedergabe zeichnen; nach Möglichkeit für einfarbigen Druck. Maßstab und Himmelsrichtung nicht vergessen. Beschriftung in magerer Blockschrift, keine Kunstschrift. Photos hochglänzend, weiß. Jede Vorlage mit kurzem erläuternden Text (Petit) versehen (z. B.: Abb. 11. Querprofil der . . .), der im Manuskript dort stehen muß, wo die Vorlage eingefügt werden soll. Bei reichlichem Bildmaterial frühzeitig mit der Schriftleitung in Verbindung treten.

Alle Druckangelegenheiten sind mit der Schriftleitung zu erledigen, *in keinem Fall unmittelbar mit der Druckerei.*

Sonderdrucke werden in unveränderter Form gedruckt, nur mit Zitatleiste versehen.

Der Verfasser erhält 50 Exemplare seiner Arbeit kostenfrei. Bei zwei und mehr Verfassern einer Arbeit erhöht sich die Gesamtzahl der Freixemplare auf 75.

# **GEOLOGICA** **BAVARICA**

Herausgegeben  
vom

**BAYER. GEOLOGISCHEN LANDESAMT**

Nr. 36

## **Über die „Albit-Pegmatite“ der Münchberger Gneismasse und ihre Nebengesteine**

von

**Wilhelm Bauberger**

**München**

Mit 18 Abbildungen, 24 Bildern auf 12 Tafeln, 1 Karte  
und 6 Gefügediagrammen

**M Ü N C H E N 1 9 5 7**



# Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort . . . . .	5
Einleitung . . . . .	6
I. Die Gneise, Amphibolite und Eklogite der Münchberger Gneismasse . . . . .	8
1. Orthogneise aus der nördlichen Hälfte der M. M. . . . .	8
2. Augengneise . . . . .	10
3. Muscovit-Granat-Gneise aus der nördlichen Hälfte der M. M. . . . .	10
4. Flasrig-körnige Gneise in Wechsellagerung mit Granatamphibolit . . . . .	12
5. Hornblendeführende Gneise . . . . .	12
6. Feinkörnige Biotit-Muscovit-Gneise mit Mikroklinporphyroblasten . . . . .	13
7. Geschonte Gneise südöstlich von Münchberg . . . . .	13
8. Metagranodiorit . . . . .	15
9. Metahornfels . . . . .	18
10. Amphibolite . . . . .	18
11. Eklogite . . . . .	20
12. Eklogit-Amphibolit mit augenförmigen Klinozoisiten . . . . .	21
II. Die Diaphthorese der Gesteine der Münchberger Gneismasse . . . . .	22
1. Umwandlung des Altbestands . . . . .	22
2. Abfolge der bei der Diaphthorese entstehenden Mineralien . . . . .	28
III. Die Albit-Pegmatite der Münchberger Gneismasse, ihre Aplite, Resorptions- und Kontakterscheinungen . . . . .	35
1. Makroskopische Beschreibung der Pegmatite . . . . .	35
2. Mikroskopische Beschreibung der Pegmatite und ihr Chemismus . . . . .	44
a. Der Mineralbestand und der Chemismus der Pegmatite . . . . .	44
b. Mikroskopische Beschreibung der Pegmatitminerale und ihrer Beziehungen zueinander . . . . .	46
3. Die Aplite . . . . .	55
4. Resorptions- und Kontakterscheinungen der Pegmatite . . . . .	55
a. Resorptionserscheinungen . . . . .	55
b. Kontakterscheinungen . . . . .	59
IV. Zur Tektonik der Münchberger Gneismasse . . . . .	62
V. Deutung der Ergebnisse und Zusammenfassung . . . . .	66
A. Deutung . . . . .	66
B. Zusammenfassung . . . . .	74
Schrifttum . . . . .	76
Anhang:	
Übersichtskarte der Pegmatitvorkommen in der Münchberger Gneismasse.	



## Vorwort

Die Anregung zu vorliegender Arbeit gab Herr Prof. Dr. G. FISCHER, unter dessen Leitung ich sie am Institut für Gesteinskunde der Universität München ausführte. Für seine stets liebenswürdige Unterstützung, seine wertvollen Hinweise und Anregungen bin ich ihm aufrichtig dankbar. Herrn Dr. J. NOTHHAFT danke ich herzlich für seine Einführung in mikroskopische Arbeitsmethoden und für weitere Hilfe beim Mikroskopieren.

Die Prospektion der Pegmatite wurde für die Firma Mandt, Wunsiedel, durchgeführt. Neben der Geländearbeit bezahlte die Firma Mandt die Anfertigung der Dünnschliffe. Dafür möchte ich Herrn W. MANDT und Herrn Dr. WOLF meinen verbindlichsten Dank aussprechen.

An dieser Stelle möchte ich auch meinen Studienkollegen Herrn Dr. STETTNER und Herrn Dr. VOLL danken, von denen ich in Gesprächen wertvolle Hinweise und Anregungen erhielt. Herr Dr. DACHS vom Mineralogischen Institut der Universität München bestimmte mir freundlicherweise die Lichtbrechung von Muscovit. Ihm sei gleichfalls hier bestens gedankt.

## Einleitung

Im Nordosten Bayerns liegt zwischen dem Frankenwald im Nordwesten und dem Fichtelgebirge im Südosten die „Münchberger Gneismasse“ (in der Arbeit weiterhin abgekürzt M.M. geschrieben). Sie wirkt wie ein Fremdkörper in diesem Gebiet, da sowohl die Gesteinsserien, die sie aufbauen, in ihrer Umgebung fehlen, als auch die Landschaftsform andersartig gestaltet ist. Das Oberflächenbild ist sanft, nur im Süden der M.M. schuf eine junge Erosion schroffere Formen mit tiefer eingeschnittenen Tälern. (Eine Erscheinung, die auf Bewegungen längs der „Fränkischen Linie“ zurückzuführen ist.) Gegenüber ihrer Umgebung ist die M.M. ausnahmslos durch Störungen begrenzt.

In den ältesten geologischen Arbeiten über die M.M. versuchte man bereits diese Besonderheiten zu erklären. Es kam zu einer Diskussion über die tektonische Stellung der M.M., ihrer Beziehungen zum Fichtelgebirge und Frankenwald, Erörterungen, die jetzt noch im Brennpunkt des Interesses stehen. Heute werden im allgemeinen zwei Ansichten vertreten: Die eine besagt, daß die M.M. eine Decke sei, die andere, daß die M.M.  $\pm$  autochthon sei und nur randlich auf ihr Vorland aufgeschoben wurde. Zur Klärung dieser Streitfrage wurden zahlreiche Arbeiten ausgeführt. Die Untersuchungen erstreckten sich dabei vor allem auf den Rand der M.M. und ihr Vorland. Ein schlüssiger Beweis für eine der Ansichten konnte aber bisher noch nicht erbracht werden.

Arbeiten über die Gesteine der M.M. selbst wurden dagegen nur wenige ausgeführt (auf die Literatur wird jeweils an entsprechender Stelle im Text kurz eingegangen), obwohl eine Fülle mineralogischer, petrographischer und auch rein geologischer Probleme vorhanden ist. Auch ist es nicht möglich, die Frage, ob Decke oder nicht, ohne genauere Kenntnis des Inneren der M.M. zu lösen.

Das Ziel dieser Arbeit war es, die Pegmatite der M.M. ganz allgemein zu untersuchen. Es stellte sich hierbei heraus, daß alle Pegmatite der M.M. eine einheitliche Mineralparagenese besitzen, lediglich der Anteil der Übergengenteile wechselt etwas (s. Kap. III).

In der Geologie und Petrographie wird der Name „Pegmatit“ für grob- bis riesenkörnige Quarz-Feldspat-Gesteine gebraucht. In der Regel wird außerdem mit dem Begriff „Pegmatit“ die genetische Vorstellung verbunden, daß sie magmatischer Entstehung sind.

Da eine magmatische Entstehung der „Albit-Pegmatite“ der M.M. fraglich ist (s. Kap. V), gebrauche ich den Ausdruck „Pegmatit“ beschreibend, um nicht eine neue Bezeichnung für diese Gesteine verwenden zu müssen. Für die grobkörnigen Albit-Quarz-Muscovit-Gesteine der M.M. einen anderen Namen als Pegmatit einzuführen halte ich für unzweckmäßig, da 1. diese Gesteine in der Literatur als Pegmatite bezeichnet wurden und dies auch auf Grund ihres Mineralbestands und Gefüges berechtigt ist, 2. dann evtl. auch andere bislang Pegmatit genannte Gesteine umzubenennen wären und 3. in der Geologie z. Zt. Bemühungen im Gange sind, genetische Begriffe durch beschreibende zu ersetzen.

In diesem Zusammenhang möchte ich darauf hinweisen, daß man heute mit dem Begriff „Granit“ auch keine genetische Vorstellung mehr verbindet und nicht magmatische Gesteine als Granit bezeichnet, sofern ihr Mineralbestand und Gefüge denen eines Granits entsprechen.

Schon sehr bald ergab sich die Notwendigkeit, zum Verständnis der Pegmatite ihre Nebengesteine in die Untersuchungen miteinzubeziehen. Es wurde dabei weniger Wert auf den Chemismus der Gesteine gelegt als auf die Ermittlung der ihnen gemeinsamen Metamorphosengeschichte. Die Metamorphosengeschichte wurde von mir zunächst grob zweigeteilt in „alte“ Metamorphosen und eine „junge“ Metamorphose. Unter der jungen Metamorphose verstehe ich hierbei alle Veränderungen, die die Gesteine im Anschluß an eine meso- bis katazonale Metamorphose erlitten. Die junge Metamorphose entspricht der Diaphthorese. Sie verlief unter epi- bis mesozonalen Bedingungen.

Da ein unmittelbarer Zusammenhang zwischen der Diaphthorese und der Pegmatitbildung besteht (s. Kapitel II, III u. V) und diese daher etwas ausführlicher dargestellt wurde, erfolgte eine Gliederung der Arbeit in fünf Hauptabschnitte:

- I. Die Gneise, Amphibolite und Eklogite der Münchberger Gneismasse.
- II. Die Diaphthorese der Gesteine der Münchberger Gneismasse.
- III. Die Albit-Pegmatite der Münchberger Gneismasse, ihre Aplite, Resorptions- und Kontakterscheinungen.
- IV. Zur Tektonik der Münchberger Gneismasse.
- V. Deutung der Ergebnisse, Zusammenfassung.

Es werden in der Arbeit mehrmals Reaktionsgefüge besprochen. Eine Auswertung der Beobachtungen an mobilen Konturen ist oft schwierig. Ich stelle daher die Kriterien ihrer Beurteilung voraus, wie sie G. FISCHER angibt:

Fall a) die Intergranularen einer oder mehrerer älterer Phasen X oder auch tektonischer Rupturen sind von der jüngeren Phase Y besetzt und werden aufgeweitet, ohne daß Y bereits zu eigener Form gelangt.

Fall b) fortschreitender Angriff auf X tastet Schwächezonen in X nach (Spaltrissen, Zwillingsgrenzen, Grenzflächen um ältere Einschlüsse in X, Scherzonen).

Fall c) die fortschreitende Blastese von Y führt zur Entwicklung konvex-bogiger bis idioblastischer Formen von Y. Die Reste von X werden entsprechend vorwiegend von konkaven Grenzen umzogen.

Fall d) Verdrängungen, bei denen der Gitterbau von X die Orientierung und Gestalt von Y vorschreibt (Perthite, Antiperthite, Uralitisierung, Chloritisierung von Biotit usw.).

Meist dürfte dabei nicht die ganze Substanz von X verdrängt worden sein, sondern nur ein Austausch von Ionen stattgefunden haben, während ein Gerüst des Gitters unverändert blieb.

Besondere Kriterien für Verdrängung sind:

1. Übernahme älterer Einschlusmineralien und ihrer Anordnung aus X in Y.
2. Konservierung der ursprünglichen Grenze von X durch Relikte entweder von X oder bestimmten Konstituenten von X, die nicht abgewandert sind (z. B. Erze, Titanmineralien).
3. Ersatz von X durch Symplektite, Ausbildung von Reaktionsrändern.

Zweifelhafte Erscheinungen sind:

„Auslieger“, d. h. Kornteile gleicher Orientierung, die vom Hauptkorn räumlich getrennt sind. Dies kann sowohl bei X wie bei Y auftreten. Durchschneidung einheitlicher Kristallindividuen durch Individuen der anderen Substanz. (Kann sowohl bedeuten, daß ein Idioblast Y durch X hindurchgreift, wie auch, daß um ein schwer verdrängbares Korn von X einheitliche Kristalle von Y herumgewachsen sind, die über oder unter der Bildebene miteinander zusammenhängen.)

Derartige Reaktionsgefüge sind demgemäß oft nicht zu deuten. Hin und wieder ist allerdings eine Erklärung möglich, nämlich dann, wenn ein Mineral Y mehrere Mineralien X einschließt und hierbei die einzelnen X gleich orientiert sind, ohne daß deren Orientierung auf irgendwelche vorgezeichneten Strukturen zu beziehen ist. In diesem Fall darf man annehmen, daß die Mineralphasen X älter als Y und Verdrängungsrelikte sind.

Beispiele zu diesen verschiedenen Erscheinungen bieten die nachfolgenden Abbildungen.

## I. Die Gneise, Amphibolite und Eklogite der Münchberger Gneissmasse

Die M. M. ist ein Gesteinskomplex, der sich aus Gesteinen zusammensetzt, die sich im Stoffbestand und im Gefüge voneinander unterscheiden. Ihnen gemeinsam ist eine primäre meso- bis katazonale Metamorphose und eine spätere Diaphthorose.

Nachfolgend werden nur die wichtigsten Gesteine der M. M. beschrieben. Eine quantitative und erschöpfende Darstellung der einzelnen Gesteinstypen ist nur an Hand einer differenzierten Kartierung möglich. Die Lösung dieser Aufgabe war nicht das Ziel der vorliegenden Arbeit. Es wurden daher einzelne Gesteine bewußt weggelassen (wie der Norit vom Steinhügel bei Höflas), die zum Verständnis der Pegmatite nicht wichtig sind.

Die von mir vorgenommene Gliederung stützt sich in erster Linie auf Unterschiede im Gefüge, wie sie zwischen den Gneisen vorkommen. Die größten Unterschiede dieser Art findet man zwischen Gneisen aus verschiedenen Teilen der M. M. Meine Gliederung beruht daher zugleich auf einer regionalen Basis. Mineralogische Unterschiede wurden, soweit vorhanden, mit herangezogen.

### 1. Orthogneise aus der nördlichen Hälfte der M. M.

In der nördlichen Hälfte der M. M., von Schauenstein bis in das Gebiet zwischen Konradsreuth und Oberkotzau, treten Gneise auf, die ich als Orthogneise bezeichne.

Für ihre Entstehung aus Granit spricht, daß sie am Goldberg bei Schauenstein zusammen mit Metahornfelsen vorkommen. Ferner entspricht ihr Gefüge und der Mineralbestand einem Orthogneis. Es sind mittelkörnige Gesteine mit feinschuppigem Biotit. Muscovit schwankt in seiner Korngröße. Es ist stets eine gut ausgebildete s-Flächenschar vorhanden. Des öfteren findet man Kleinfaltungen. Dementsprechend tritt auf s eine b-achsiale Striemung deutlich hervor.

Manchmal findet man in den Gneisen dunklere, biotitreiche, kleine Linsen. Es handelt sich vermutlich um mitgenommenes Nebengestein von höherer Basizität.

Zu diesen Orthogneisen zähle ich auch ein Gestein, das bei Pkt. 624, 600 m NE Oberpferdt in einem Steinbruch aufgeschlossen ist. Das Gestein unterscheidet sich von dem eben beschriebenen Gneistyp durch einen großen Biotitgehalt. Da es aber sonst identisch ist, zähle ich dieses Gestein dazu und halte es für einen ehemaligen hybriden Granit.

Bei der mikroskopischen Durchmusterung sieht man, daß der Biotitgehalt sehr wechselt. Gelegentlich kann Biotit sogar fehlen. Er wird dann durch Chlorit

und Muscovit ersetzt. In den Biotiten und Chloriten ist des öfteren Zirkon, umgeben von pleochroitischen Höfen, enthalten.

Es treten zwei verschiedene Biotite auf. Der eine hat einen Pleochroismus von rotbraun zu farblos (gelb). Entlang 001 ist ihm feinkörniger Titanit eingelagert. — Der andere hat einen Pleochroismus von dunkelgrün zu gelbgrün und ist vermutlich jünger als der braune Biotit.

Mikroklin fand ich in teilidiomorpher Entwicklung und amöboid. Er tritt gegenüber Plagioklas verdrängend auf. Hin und wieder kommt es hierbei zur Bildung von Myrmekitquarz.

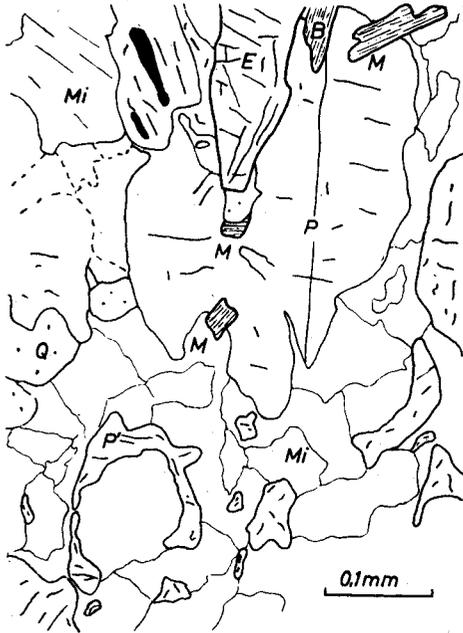


Abb. 1. Orthogneis, südöstlich Konradsreuth, westl. Silberbach. E = Epidot, B = Biotit, M = Muscovit, Mi = Mikroklin, Q = Quarz, P = Plagioklas.

Die Plagioklase der linken Bildhälfte (P' und die umgebenden Körner) und das große Plagioklaskorn P sind optisch gleich orientiert. Plagioklas P' und die benachbarten Plagioklaskörner schwimmen in einem Mikroklin, der an den Plagioklas P grenzt. Der Mikroklin ist leicht granuliert und löscht nicht mehr ganz einheitlich aus. Doch handelt es sich eindeutig um ein Individuum. Plagioklaskörner gleicher Orientierung kann man schwerlich als unabhängig voneinander entstanden denken. Da sie keine gemeinsame Beziehung in ihrer Lage zu irgendwelchen Richtungen (kristallographischer oder tektonischer Art) des Mikroklin aufweisen, bildeten sie sicherlich ursprünglich ein Kristallindividuum. Daraus folgt, daß der Mikroklin den Plagioklas verdrängt hat und die heute vorliegenden Plagioklase Relikte eines ehemaligen Großkorns darstellen. — Der Plagioklas P schließt mehrere Muscovite M ein.

Die Feldspäte sind deutlich tektonisch beansprucht. Sowohl Plagioklas wie K-Feldspat sind rekristallisiert. Beide Mineralien waren also bei der Durchbewegung stabil. Bei Mikroklin konnte ich hierbei als Besonderheit an einem zerscherten Korn finden, daß die rekristallisierte Zone in Zwillingsstellung steht. Erst in den Spätphasen der Tektonik wird K-Feldspat instabil. Größere Quarze wurden granuliert und in Subindividuen zerlegt. Untergeordnet kommen als

weitere Mineralien Rutil, Titanit, Granat, Klinozoisit-Epidot und Vermiculit (Vermiculit wird im Abschnitt Diaphthorese näher beschrieben) vor. Akzessorisch findet man Apatit und Turmalin. (Die Turmalinführung spricht wieder für einen ehemaligen Granit.)

Als Besonderheit sei erwähnt, daß die Plagioklase des öfteren entlang den Spaltrissen in Form schmaler Nadeln Erz enthalten, das evtl. auf zersetzten Biotit zurückzuführen ist.

Alle Mineralien sind gut geregelt. Es ist gefügemäßig eine leichte Granulit-tendenz erkennbar. Die Plagioklase sind meist spindelförmig ausgebildet, während die Quarze beginnende Plattenquarzbildung zeigen.

## 2. Augengneise

Von den bisher beschriebenen Orthogneisen unterscheiden sich die Augengneise durch die großen Feldspateinsprenglinge. Beide Gesteine sind durch Übergänge miteinander verknüpft, so daß man sie genetisch zu einer Gruppe zusammenfassen kann. An Hand von Lesesteinen ist dieser Übergang bei Schauenstein sehr schön zu beobachten. Die Feldspäte des Orthogneises werden gegen den Rand der M. M. zu immer größer und treten augenförmig hervor. Schließlich gelangt man in reinen Augengneis, ohne daß eine Grenze zum Orthogneis zu ziehen wäre.

Der Mineralbestand und die Reaktionsbeziehungen der Mineralien zueinander sind die gleichen wie bei den Orthogneisen. Ein Unterschied besteht in der Korngröße und außerdem haben die Augengneise ein flasriges Gefüge. Diese flasrige Textur ist auch im Dünnschliffbild erkennbar. Die großen Feldspäte wurden granuliert, Großquarze zerfielen in miteinander verzahnte, rekristallisierte Subindividuen. Es liegt ein feinkörniges, blastomylonitisches Grundgewebe vor, in dem zahlreiche große Feldspäte (Mikrokline) schwimmen. (Vgl. Bild 7, Tafel 4). Solche große, reliktsch erhaltene Feldspäte erreichen eine Kantenlänge von mehreren cm. Diese Feldspäte sind ellipsoidisch verformt und linsig ausgeschwänzt, das Grundgewebe umflasert sie. Dabei erfolgte eine Lagendifferenzierung in dünne Quarz-Feldspatlagen. Man könnte des öfteren das Gestein als einen Gneismylonit ansprechen. Zu dem eben beschriebenen Typ gehören die Augengneise vom westlichen (Schauenstein) und südlichen (SW Gefrees) Rand der M. M.

## 3. Muscovit-Granat-Gneise aus der nördlichen Hälfte der M. M.

Zusammen mit den Orthogneisen kommen Muscovit-Granat-Gneise vor. Sie unterscheiden sich von ersteren durch ein strafferes s-Flächengefüge und das fast völlige Fehlen von Biotit. Auf s ist im allgemeinen eine b-achbiale Striemung zu erkennen, die bei zurücktretender Glimmerführung undeutlich wird. Der Mineralbestand der Muscovit-Granat-Gneise und die Reaktionsbeziehungen der Mineralien zueinander entsprechen denen der Orthogneise, nur fehlt Biotit fast ganz und Rutil, Titanit, Klinozoisit und Vermiculit treten zurück. Es sind Aplit-Gneise. Falten fehlen im allgemeinen, nur einmal fand ich als Lesestein eine symmetrisch gebaute Falte. Es handelt sich um eine kombinierte Biege-Scherfalte. Am Handstück sind zwei Symmetrieebenen zu sehen, die eine parallel ac, die zweite parallel bc. Zwei aufeinander senkrecht stehende Sym-

metrie ebenen entsprechen rhombischer Symmetrie. Wir haben demzufolge in diesem Fall einen rhombischen Deformationsplan (siehe Tafel 1, Bild 1).

In diesen Gneisen kommen mitunter Hornblendeschiefer vor. Sie sind weitgehend verdrängt. Als verdrängendes Mineral tritt Plagioklas auf, der seinerseits von der diaphthoritischen Metamorphose erfaßt wird.

In einem Lesestein durchdringt helles Neosom teildiskordant einen Amphibolit. Dieses Neosom ist feinkörnig aplitisch entwickelt. Vergleiche Abb. 2!

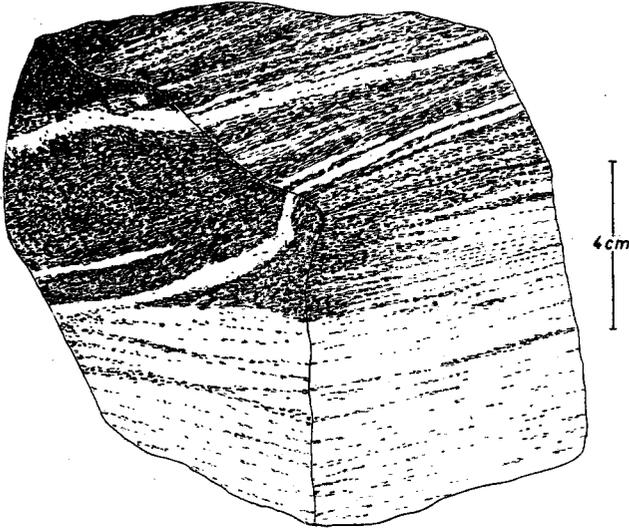


Abb. 2. Mischgestein von südöstlich Ahornis, westl. Münchberg.

Man sieht auf der Abb., wie das Hornblendegestein von sauerem Material injiziert wurde. Das amphibolitische Gestein wird dabei von dem granitischen Neosom verdrängt, das heute vorliegende Mischgestein wurde dann später noch von einer Diaphthorese erfaßt. Damit ergibt sich, daß bereits vor der Retro-metamorphose sauerere, granitische Stoffbestände in mobiler Form sich am Aufbau dieser Gneise beteiligt haben.

Wir können aus diesem Befund schließen, daß zum Aufbau der Muscovit-Granat-Gneise verschliffene Granite beitrugen. Diese ehemaligen Granite sind auf Grund des übereinstimmenden Mineralbestands und der Metamorphosengeschichte gleich alt wie die Orthogneise.

Der Normaltyp dieser Gneise ist fein- bis mittelkörnig. Hin und wieder findet man jedoch auch Typen, die grobkörnig bis pegmatitisch sind (Muscovit-Durchmesser 2—3 cm). Beide Arten verzahnen sich und gehen ineinander über. Diese pegmatitische Ausbildung deutet auf eine örtliche Anreicherung leichtflüchtiger Bestandteile bei oder im Gefolge der jüngsten Durchbewegung hin. Eine ähnliche pegmatitische Entwicklung beschreibt Barth von Gneisgraniten und Orthogneisen. Dafür fehlen diesen Gesteinen Pegmatitgänge. In der M. M. liegen die Verhältnisse ähnlich. Die oben beschriebenen Gesteine sind gleichfalls arm an Pegmatiten.

Der Muscovit schwankt in seiner Menge stark. In einigen Abarten fehlt er sogar ganz oder tritt gegenüber den anderen Mineralien zurück. Solche

Typen sehen dann Granuliten ähnlich und entsprechen den „Schüllerschen“ Granuliten. Eine gewisse Granulittendenz ist auch in den anderen Gneisarten vorhanden und in der M. M. allgemein zu finden.

Zusammen mit diesen Gesteinen fand ich einen Gneis B-tektonischer Prägung. Dieser B-Tektonit entspricht in seinem Aussehen völlig den geschonten Gneisen südöstlich von Münchberg. Ich halte daher dieses Gestein ebenfalls für einen geschonten Gneis.

#### 4. Flasrig-körnige Gneise in Wechsellagerung mit Granatamphibolit

Im südöstlichen Teil der M. M. kommen flasrig-körnige, granitische Platten-gneise vor. Sie wechsellagern mit Granatamphibolit. An der Autobahn bei Streitau ist die Serie sehr schön aufgeschlossen. Man beobachtet einen Wechsel von Gneisen und Amphiboliten. Dabei sind den Gneispaketen immer wieder Amphibolitbänder eingelagert. Umgekehrt sind den Amphiboliten Gneislagen eingeschaltet. Der Verband ist im allgemeinen konkordant. Auftretende Diskordanzen sind unbedeutend und kommen nur selten vor.

Zu den Amphiboliten und Gneisen gesellen sich noch Linsen bis Bänder von Quarz in cm-Dimensionen. Sie liegen meist konkordant im Schieferungs-s, können aber auch einer Klüftung folgen. Zum Teil wurden sie noch von einer Faltung überwältigt und passiv verformt.

Die Gneise sind mittel- bis feinkörnig. Eine s-Flächenschar ist gut entwickelt. Auf den s-Flächen tritt deutlich eine b-achbiale Striemung hervor. Das Gefüge ist flasrig-körnig mit Längung der Feldspäte in B. Kleinfältelungen konnte ich nicht beobachten.

Am Handstück ist eine gute Regelung der Mineralien zu erkennen. Diese gute Regelung wird durch die Dünnschliffuntersuchung bestätigt, vgl. Diagramm 1!

Das Gefüge ist pflasterartig bis verzahnt. Die Feldspäte sind kristalloblastisch entwickelt. Sie wurden des öfteren zerschert mit Verbiegung der Zwillinglamellen. Hin und wieder sind sie auch in ein feinkörniges Granulat zerfallen. Zwischen Mikroklin und Plagioklas besteht ein Reaktionsgefüge. Dabei ist meist deutlich zu erkennen, daß der Mikroklin den Plagioklas verdrängt. Myrmekitquarz konnte ich nicht beobachten. Biotit (Pleochroismus von rotbraun zu gelb) umflasert manchmal zusammen mit Muscovit Mikroklin. Die Quarze sind undulös und miteinander verzahnt. Bei den nördlichen Gneisen kommen zopfförmig miteinander verschlungene Quarzaggregate vor. Titanit ist zuweilen in kleinen Körnern idiomorph ausgebildet. An weiteren Mineralien treten Klinzoisit-Epidot, Granat, Rutil Chlorit und Vermiculit auf.

#### 5. Hornblendeführende Gneise

Zusammen mit den flasrig-körnigen Gneisen kommen „Hornblendeführende Gneise“ vor. Ihr Aussehen ist streifig, hervorgerufen durch einen Wechsel von Hornblende- und Plagioklas-Quarzlagen in mm bis cm Stärke. Die einzelnen Hornblendestreifen haben nur eine beschränkte Längserstreckung von einigen mm bis cm, dann keilen sie aus. Das stets gut gezeichnete s-Flächengefüge wird dadurch flasrig.

Die Gneise sind gut geregelt. Die Plagiokläse liegen mit ihren Längsachsen in s, sie sind formgeregelt. B-achsiale Striemung ist makroskopisch an den Handstücken stets gut zu erkennen.

An Mineralien treten auf: Blaugrüne Hornblende, Plagioklas, Granat, Rutil (meist in Granat eingeschlossen), Klinozoisit-Epidot, Quarz, Titanit, Chlorit, Vermiculit, ferner akzessorisch grüner Biotit und Mikroklin, letzterer nur in den cm-mächtigen Quarz-Feldspatlagen.

Man kann diese Gneise als ein Bindeglied zwischen den gebänderten Granat-amphiboliten und den flasrig-körnigen Gneisen auffassen. Sie entsprechen einander in dem konkordanten Wechsel von gut differenzierten saueren und amphibolitischen Lagen. Nur die Mächtigkeit der einzelnen Lagen ist verschieden. Ein mineralogischer Unterschied zu den flasrig-körnigen Gneisen ist dadurch gegeben, daß bei den Hornblendegneisen Mikroklin nur in grob differenzierten Lagen vorkommt. Ebenso wie bei den anderen Gneisen verdrängt Mikroklin Plagioklas in einem alten Metamorphosenstadium. (Siehe Bild 2, Tafel 1.) Auch Quarz wechselt in seiner Beteiligung sehr stark von einem Hauptgemengteil bis zum völligen Fehlen.

Der Lagenwechsel ist fast immer streng konkordant. Ganz selten durchdringen sich saueres und basisches Material diskordant.

#### 6. Feinkörnige Biotit-Muscovit-Gneise mit Mikroklinporphyroblasten

In der südwestlichen Hälfte der M. M. bis in das Gebiet um Marktlegast kommen feinkörnige bis mittelkörnige, in der Regel feinverfaltete Gneise vor. Entsprechend den Kleinfältelungen ist B stets gut zu erkennen. Das Gefüge ist flasrig, körnig. In die feinkörnige Grundmasse sind Feldspäte wechselnder Größe (von einigen mm bis zu mehreren cm Durchmesser) eingesprengt. Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Biotit mit einem Pleochroismus von dunkelgrün zu gelbgrün. Biotit mit einem Pleochroismus von (rot-) braun zu annähernd farblos, ist noch reliktsch erhalten. Als weitere Gemengteile treten Granat, Klinozoisit-Epidot, Rutil, Apatit, Muscovit und Chlorit auf. Die Hauptgemengteile sind: Quarz, Plagioklas und Mikroklin.

Wir finden wieder die bei den anderen Gneisen beschriebenen Reaktionsgefüge. Hervorzuheben ist die starke Mikroklinblastese, bei der es zur Bildung augenartiger Porphyroblasten kommt. Mikroklin verdrängt hierbei Plagioklas. Die Porphyroblasten ihrerseits werden von Glimmer umflasert. Die Mikrokline können eine Länge von mehreren cm erreichen. Dieses Gestein ist aber nicht mit den bereits beschriebenen Augengneisen gleichzusetzen. Denn 1. sind die Feldspateinsprenglinge nicht so häufig, sondern nur sporadisch im Grundgewebe verteilt und 2. ist das Grundgewebe zwar feinkörnig, aber nicht blastomylonitisch entwickelt. Charakteristisch für diesen Gneiskomplex ist eine nur schwache Diaphthoresis.

#### 7. Geschonte Gneise südöstlich von Münchberg

Südöstlich von Münchberg scheidet GÜMBEL in seiner geognostischen Karte 1 : 100 000, Blatt Münchberg einen Gneiskomplex mit der Bezeichnung „Gneis im Allgemeinen“ innerhalb seiner Hornblendegneise aus. Dieser Komplex setzt sich aus zwei Typen zusammen, einem grobkörnigen, granatreichen, im cm Be-

reich stark verfalteten Gneis und einem feinkörnigen Metahornfels. Beide Gesteine besitzen eine gut ausgebildete B-achsiale Striemung.

Diese Gesteine unterlagen keiner, oder nur einer sehr schwachen Diaphthorese. Ferner fand G. STETTNER, der zur Zeit die M. M. kartiert, Falten um alte B-Achsen, die von der allgemeinen Tektonik abweichen. In Übereinstimmung mit G. STETTNER bezeichne ich daher diese Gesteine als „Geschonte Gneise“.

Im Dünnschliff sieht man, daß die Gesteine intensiv verfaultet sind. Dabei wurden die Plagioklase passiv verformt, zerschert und länglich ausgezogen. Die

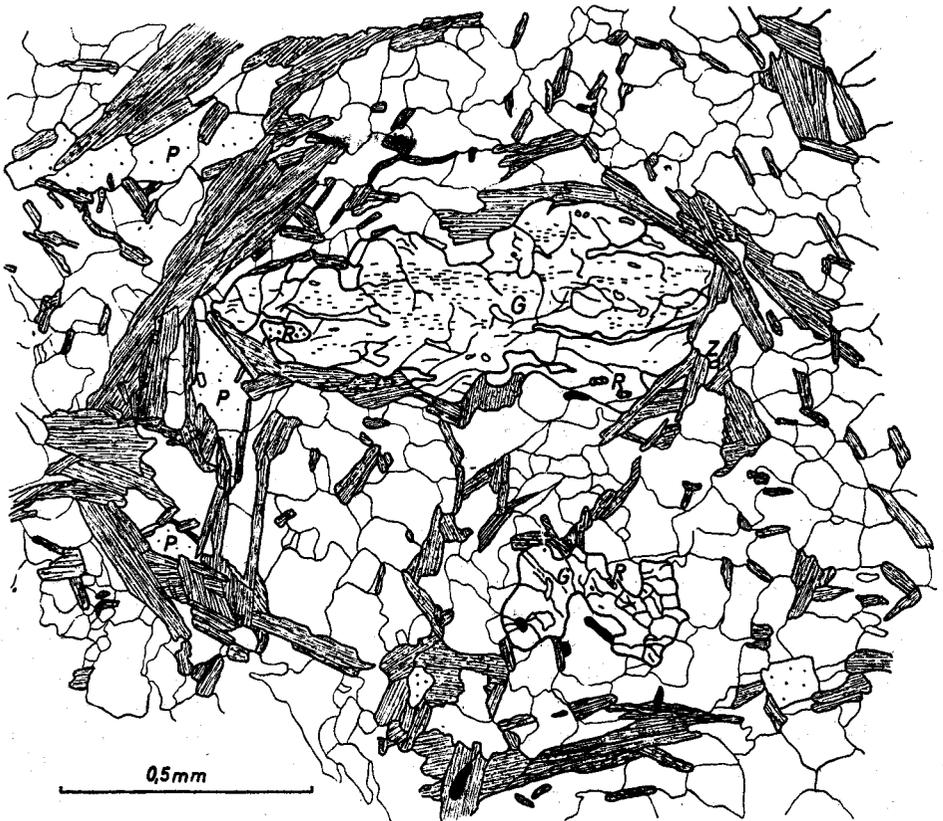


Abb. 3. Dünnschliffbild von geschontem Metahornfels von der Schwabemühle am Haidbach, südlich Kleinlosnitz.

Granat G, mit einem si von Rutil R, Rutilnadelchen und Titaneisen (kurze schwarze Striche im Granat = Rutilnadeln und Titaneisen), wird von Muscovit und Biotit umflasert. Der Granat ist instabil und wird von Chlorit und Quarz verdrängt. Charakteristisch sind die langen Korrosionsschläuche des Quarzes, die in den Granat hineingreifen. Gut zu erkennen ist das Hornfelsgefüge des Gesteins.

Die Glimmer der Abbildung sind durch Signatur unterschieden,

Muscovit: Spaltbarkeit durch feine Striche markiert;

Biotit: Neben der Markierung der Spaltbarkeit schematisch kleine Kreise eingezeichnet.

Chlorit: An die Stelle der Kreise treten Punkte.

Quarz, als Hauptgemengteil, wurde ohne Signatur gezeichnet.

P = Plagioklas, Z = Zirkon, Schwarze Mineralien = Erz.

Scherflächen ihrerseits wurden mit Muscovit austapeziert. Granat ist ebenfalls deutlich beansprucht. Er ist parallel B gestreckt und spindelförmig ausgewalzt, senkrecht B entstanden dabei des öfteren klaffende ac-Risse. Die Granate umschließen ein si, bestehend aus Rutilnadelchen und kleinen Titaneisenleisten. Dieses si ist bei den Metahornfelsen besonders gut ausgebildet. Die Rutilnadelchen und das Titaneisen sind meist in einem straffen s-Flächengefüge (vgl. Abb. 3) angeordnet. Manchmal findet man auch eng zusammengestauchte, isoklinale Falten. Gegen das externe s ist si des öfteren verdreht und stößt winkeldivergent ab. Die Granate wurden also extern rotiert.

Muscovit und Biotit umflasern die Granate in gedrehten Aggregaten. In der gleichen Form belegen die Glimmer auch die Faltenbögen. Granat ist ein instabiles Mineral und wird von Quarz, Chlorit und Muscovit verdrängt. (Eine Verdrängung von Granat ist in den anderen Gesteinen der M. M. nur als Seltenheit zu beobachten. Es liegt daher der Verdacht nahe, daß diese Granate einer anderen Generation angehören.) Biotit mit einem Pleochroismus von rotbraun zu farblos (gelb) ist weitgehend vergrünt und chloritisiert.

Während in den geschonten Gneisen Plagioklas ( $An\ 22 \pm 2\%$ ) ein Hauptgemengteil ist, tritt er in den Metahornfelsen zurück. Ein Aufsprossen von saurem Plagioklas, zu dem es in den anderen Gesteinen der M. M. während der jüngsten Durchbewegung (Diaphthorose) kam, konnte ich nicht beobachten, dagegen kristallisiert hin und wieder ein Plagioklas niedrigerer Lichtbrechung um Altpagioklas in Form von schmalen Anwachsstreifen. Es handelt sich einwandfrei um Neubildungen, da Risse im Altpagioklas nicht durch den Saum hindurchsetzen. Die Plagioklase sind getrübt mit Erz und Muscovit. Wenn Plagioklas an Muscovit angrenzt, ist oft eine verstärkte Hellverglimmerung der Plagioklase am Kontakt zu erkennen. Die Plagioklase sind häufig polysynthetisch verzwilligt. Dabei herrscht das Periklingesetz vor.

Im Metahornfels tritt an die Stelle des Plagioklases Quarz.

Die Quarze zeigen manchmal sehr schön eine „Böhmsche Streifung“. Als Besonderheit bei den Metahornfelsen ist Turmalin zu erwähnen. Er ist ausgezeichnet eingeregelt und liegt mit seiner c-Achse in der b-Richtung des Gesteins. Auch in Granat eingeschlossen kommt Turmalin vor.

### 8. Metagranodiorit

In der M. M. ist bei Weickenreuth ein Granodioritmassiv den Gneisen eingeschaltet. In seiner Umgebung findet man Metahornfelse (vgl. Kapitel 9), so daß an seiner magmatischen Entstehung wohl nicht zu zweifeln ist. Wir haben hier einen echten Orthokörper vor uns. Randlich ist der Granodiorit weitgehend passiv verformt unter Anlage von Scherflächen und b-achsialer Verfaltung. Das Gefüge des verschliffenen Granodiorits ist unruhig-flasrig. Geschonte Partien schauen wie ein mittelkörniger Granit aus. Dieses Granodioritmassiv ist auf der Karte von GÜMBEL als Granit auskartiert, dagegen sind weitere kleinere Granodioritvorkommen nach Südwesten, die durch Lesesteine belegt sind, nicht mehr dargestellt. Diese Vorkommen entsprechen makroskopisch wie mikroskopisch dem Weickenreuther Massiv. Wechselnd ist lediglich der Biotitgehalt, der manchmal groß wird, so daß ein hybrider Metagranodiorit vorliegt. SCHÜLLER hat seiner Granulararbeit auch eine Analyse vom Gestein des Weickenreuther Massivs

beigefügt. Auf Grund dieser Analyse und seiner Ausführungen ist das Gestein als Granodiorit zu bezeichnen.

Im Gefüge des Granodiorits werden Mikrokline und Plagioklase zusammen mit Biotit durch feinerkörnigen Quarz verbunden. Die Feldspäte sind manchmal teildiomorph ausgebildet in Form leistenförmiger, gedrungener Kristalle. Mikroklin kommt gelegentlich auch in unregelmäßig lappigen, amöboiden Formen vor.

Die Kristallisation des K-Feldspats überdauerte die des Plagioklases, letzterer wird hierbei von ersterem verdrängend angegriffen (vgl. Bild 9, Text S. 27). Ausgehend von der mobilkonturierten Grenzfläche kommt es dabei hie und da zur Bildung von Myrmekit-Quarz. Manchmal ist in K-Feldspat saurerer Plagioklas perthitisch enthalten. Umgekehrt kommt Antiperthit in porphyrischen Plagioklasen vor. Bei einem ersten Durchbewegungsstadium war K-Feldspat noch stabil. Zerscherte Körner sind rekristallisiert, die Scherbahnen verheilt. Wenn die Scherbahn in ein Plagioklaskorn hineinzieht, so ist manchmal auch der Plagioklas von Mikroklin verheilt. Verheilte Scherbahnen weisen mitunter eine vom Kern abweichende optische Orientierung auf und stehen in Zwillingsstellung. Die Scherbahnen sind in der Regel durch Erz wolkig getrübt. Ausgehend von den Scherbahnen wanderte das Erz weiter in den K-Feldspat hinein und durchstäubte ihn.

Während K-Feldspat frei von Hellglimmereinschlüssen ist, sind die Plagioklase mehr oder weniger gefüllt. Dabei kommen oft gut ausgebildete Muscovitleisten vor.

Muscovitleisten in Plagioklasen treten auch in den Gneisen auf, eine Erscheinung, auf die SCHÜLLER<sup>1)</sup> näher eingeht. Nach ihm hat die Bildung der Muscovitfüllsel niemals ihre Ursache in einem Vorgang, der die Plagioklase allein betrifft, sondern sie leitet eine allgemeine Muscovit-Albitisierung unter den neu einsetzenden Bedingungen der Mesozone ein. Nach SCHÜLLER handelt es sich hier nicht um einen autometamorphen Vorgang, bei dem in einer Art Kreislaufprozeß einerseits Muscovit in Plagioklas aufsproßt (Zufuhr von  $K^+$ ) und andererseits Mikroklin durch Albit verdrängt wird. SCHÜLLERS Muscovit-Albitisierung entspricht meiner Diaphthorese und ist zweifellos vorhanden. Ich halte es aber für möglich, daß eventuell beide Prozesse stattfanden und heute nicht mehr, oder nur schwer voneinander zu trennen sind.

Biotit mit einem Pleochroismus von dunkel-rotbraun zu farblos kristallisiert in Scheitern. Er ist sekundär meist wellig verbogen, oder auch zerbrochen. Randlich wurde er manchmal in einen grünen Biotit mit einem Pleochroismus von dunkelgrün zu gelb umgewandelt. Zirkon, oft in schönen idiomorphen Säulchen, Apatit und Rutil findet man als Einschlüsse in Biotit. Dabei wird ersterer von pleochroitischen Höfen umgeben. Auch um Apatit bildete sich in einigen Fällen ein allerdings schwacher pleochroitischer Hof. Rutil kommt auch außerhalb des Biotits vor. Er ist xenomorph ausgebildet und von gedrungener, derber Kristallform.

Von dem Orthogneis (vgl. S. 8) unterscheidet sich der Metagranodiorit durch eine schwächere metamorphe Beanspruchung. Während bei den Ortho-

<sup>1)</sup> E. DÜLL und A. SCHÜLLER verdanken wir die ersten genauen petrographischen Beschreibungen von Gesteinen der M.M. Letzterer deutet außerdem die Beobachtungen nach modernen Gesichtspunkten.

gneisen kein Unterschied im s-Flächengefüge zu den anderen Gneisen besteht, ist beim Metagranodiorit das s-Flächengefüge weniger deutlich. Auch machen einzelne Handstücke, vor allem aus den zentralen Teilen des Massivs, noch einen massigen Eindruck. Diese „Schonung“ gewisser Partien ist bei dem Massiv nicht eine Funktion seiner Größe, sondern durch eine geringere Metamorphose bewirkt, die nur mehr zu einer starken Verschleifung der randlichen Partien ausreichte. Denn auch die kleineren Metagranodioritvorkommen im Südwesten sind durchaus „geschont“, während die Orthogneise, die ein viel größeres Areal einnehmen als dieses Massiv, zur Gänze durchbewegt wurden. Wir dürfen daraus schließen, daß der Granodiorit jünger ist als jene Granite, die heute als Orthogneise vorliegen. Abgesehen von einer ersten, schwachen tektonischen Beanspruchung, bei der K-Feldspat noch stabil war, sind keine „alten“ Metamorphosenstadien bei den Metagranodioriten zu erkennen. Ihre tektonische Prägung mit den erfolgten Mineralumwandlungen läßt sich durch die Diaphthorese erklären. Da bei der regressiven Metamorphose stetig niedrigere tektonische Niveaus erreicht werden, ist es trotz der dabei erfolgten starken Durchbewegung der M. M. möglich, daß tektonisch starrere Körper, wie der Granodiorit, relativ „geschont“ werden.

Die anderen Gneise der M. M. sind mit Amphiboliten und auch Eklogiten räumlich verbunden und zusammen mit diesen passiv verformt worden. Sie erhielten somit eine ihrer metamorphen Prägungen in der Eklogit-Granulitfazies mit Ausbildung eines straffen s-Flächengefüges.

Bei dem saueren Mineralbestand der Gneise ist die mineralfazielle Stellung allerdings leider meist nicht festzustellen. Doch Bilder wie Abb. 2 sprechen für eine gleiche mineralfazielle Stellung der Amphibolite und Gneise. Wenn diskordant in basisches Material eingedrungenes granitisches Neosom, der gleichen Art wie es die Orthogneise und Muscovit-Granat-Gneise aufbaut, keine mineralfazielle Änderung des Mineralbestandes des basischen Gesteins bewirkt, so muß die Injektion in der gleichen Mineralfazies erfolgt sein, in der sich das ursprüngliche Gestein bildete. Es sei denn, die heute vorliegende mineralfazielle Stellung hätten beide Gesteine später gemeinsam erreicht. Beide Möglichkeiten bestätigen jedoch die oben gemachte Aussage.

SCHÜLLER verbindet auf Grund von Gefügeeigenschaften die Metagranodiorite mit seinen Granuliten und Gneisen. Außerdem sieht er die Neubildung von Granat auf Kosten von Biotit in den Granodioriten als beginnende Umwandlung in das Granulitstadium an. Diese aus Biotit entstehenden Granaten sind aber nicht typisch für die Granulitfazies (zu geringer Pyropgehalt). Auch leitet die Granatbildung (vgl. Kap. Diaphthorese) die Diaphthorese ein. Wären die Granodiorite einer „granulitfaziellen“ Metamorphose unterlegen mit einer in jedem Schriff erkennbaren Granulierung der Feldspäte (wie sie SCHÜLLER beschreibt), so könnte das Gestein nicht mehr so „texturreliktisch“ sein. Auch ist dann nicht zu erwarten, daß die Verteilung des Biotits in den „texturreliktischen“ Typen dem eines undeformierten Magmatits entspricht, was gleichfalls von SCHÜLLER hervorgehoben wird.

Bei der Beschreibung der Gneise wurden von mir die Übergänge zwischen den einzelnen Typen erwähnt und hervorgehoben. Auch ich leite die SCHÜLLERschen „Granulite“ von magmatischen Gesteinen ab. Doch die Granodiorite, Typ

Weickenreuth, unterscheiden sich meiner Ansicht nach zu stark von dieser Gneisgruppe, als daß man gleiches Alter und gleiche mineralfazielle Prägung annehmen dürfte.

### 9. Metahornfels

In der M. M. findet man gelegentlich Metahornfelse. Diese Metahornfelse gehören z. T. den „Geschonten Gneisen“ (vgl. S. 13) an, zum anderen bilden sie den Kontakthof um ehemalige Magmagesteine. So ist das Weickenreuther Massiv von Metahornfelsen umgeben. Stellenweise fehlen sie allerdings, doch ist ihr Fehlen höchst wahrscheinlich tektonisch bedingt. Die Metahornfelse sind untereinander verschieden nach Alter und Metamorphosengeschichte, je nachdem welchem Magmagestein sie zugehören und nach ihrem weiteren Werdegang. Sie werden hier zusammengefaßt, da eine gute Gliederung in der Kürze der Zeit nicht durchführbar war (s. auch unter Orthogneisen S. 8).

Die Hornfelse wurden deutlich tektonisch beansprucht. Sie unterlagen auch gleich den anderen Gesteinen weiteren Umprägungen, wie Mineralneubildungen, Umkristallisation usw. Man muß demzufolge heute von Metahornfelsen sprechen.

Gegenüber den anderen Gesteinen nehmen sie aber doch eine gewisse Sonderstellung ein, da alte Strukturen noch gut erhalten sind. Sie wurden durch die Metamorphose weniger intensiv umgeprägt.

Es sind zwei Hornfelstypen zu unterscheiden, der eine ist gleichmäßig feinkörnig, der andere ist ein Fleck- bis Knotenschiefer. SCHÜLLER beschreibt eingehend die Metahornfelse mit ihren Gefügerelikten, wie Kreuzschichtung, von Schieferung diskordant überprägtem ehemaligem Intrusionsverband usw. Seine Ausführungen können bestätigt werden, da gleiche Funde und Beobachtungen vorliegen.

Der Mineralbestand ist eintönig und entspricht dem der Gneise: Quarz, Plagioklas, Biotit, Muscovit, Rutil, Titaneisen, Titanit, Zirkon, Chlorit, eventuell Cordierit (es kommen pinitähnliche Bildungen vor) und häufig reichlich Turmalin. Die Mineralien bilden ein granoblastisches Gefüge, nur Turmalin ist teildiomorph entwickelt. Es ist meist ein gutes s-Flächengefüge ausgebildet. Die b-achsiale Regelung ist schlecht. Nur Turmalin ist gut geregelt und liegt mit seiner kristallographischen c-Achse in B.

### 10. Amphibolite

Die Hornblendegesteine der M. M. lassen sich trotz großer Unterschiede im quantitativen Mineralbestand und Gefüge auf Grund gleicher metamorpher Prägung zusammenfassen.

Bei der mikroskopischen Durchmusterung findet man Hornblende, Granat, Plagioklas, Rutil, (Apatit), braunen und grünen Biotit als Altbestand und Chlorit, Plagioklas, Klinozoisit-Epidot, Titanit, Muscovit und Quarz als Neubildungen. Die altersmäßige Stellung des Apatits ist unsicher. Ich kann nicht entscheiden, ob er zum Altbestand gehört oder Neubildung ist.

Die Volumprozentage der Mineralien wechseln sehr stark. Wenn Hornblende gegenüber Plagioklas zurücktritt, ergibt sich ein Übergang zu hornblendeführendem Gneis (vgl. Hornblendeführende Gneise S. 12). Granat kommt sowohl als Hauptgemengteil als auch nur akzessorisch vor, gelegentlich fehlt er

sogar. Es ist durchaus möglich, daß in letzterem Fall Granat akzessorisch auftritt, oder sogar lokal angereichert in Schlieren und nur von mir nicht gefunden wurde, da ich auf Lesesteine und damit Handstücksbereich angewiesen war.

Das makroskopische Aussehen der Amphibolite ist sehr wechselnd. Die einen sind gut gebändert mit einer Differenzierung in Plagioklas-Quarz- und Granat-Hornblendezeilen; andere haben ein flasriges Aussehen bei homogener Verteilung von dunklen und hellen Gemengteilen. Die Amphibolite sind fein- bis mittelkörnig, nur Granat wird manchmal größer. Er erreicht Korndurchmesser bis zu 1 cm und darüber. Granat ist auch hin und wieder idiomorph (Rhombendodekaeder) ausgebildet.

Im Dünnschliff ist fast stets ein gutes s-Flächengefüge erkennbar, das von miteinander verzahnten, formgeregelten Mineralien gebildet wird. Bei klein- gefalteten Amphiboliten mit noch im Dünnschliff erfaßbaren Falten sieht man, wie die Hornblenden Faltenbögen abbilden. Meist handelt es sich um kombinierte Biege-Scherfalten (s. Bild 3, Tafel 2).

In den Faltenscheiteln ist in einigen Fällen Plagioklas angereichert, es kommt dabei manchmal zur Bildung von Gekrösefalten. Auch Knickfalten treten hin und wieder auf. Trotz der intensiven Durchbewegung und der meist guten Regelung sind die Hornblenden als Einzelkörner von der Tektonik unversehrt. Sie sind weder verbogen noch zerbrochen (s. Bild 3, Tafel 2). — Zerbrochene oder zerscherte Hornblenden, die man manchmal im Dünnschliff findet, gehen auf eine spätere, rupturale Beanspruchung während der Diaphthorese zurück. — Dieses Phänomen ist wohl nur mit einer spät- bis posttektonischen Bildung oder Rekrystallisation der Hornblenden zu erklären. Dafür spricht auch, daß die Hornblenden Scherflächen markieren. In den Scherflächen können sie ja erst bei oder nach Anlage derselben (also para- bis posttektonisch) gewachsen sein. Da die Hornblenden gut geregelt sind, nehme ich eine spättektonische Rekrystallisation und Neubildung längs vorgezeichneten Flächen bester Wegsamkeit an.

Mit dieser Rekrystallisation bietet sich eine Erklärung für den lagenweisen Wechsel von hellen und dunklen Zeilen an. Eine Differentiation in saures und basisches Material könnte damit tekt. erfolgt sein durch Zerschierung des prätekt. Mineralbestands mit nachfolgender Auflösung, Umkrystallisation und Neukrystallisation und damit Trennung in Lagen unterschiedlicher Plastizität. Dafür spricht auch, daß manchmal Plagioklas in den Faltenscheiteln angereichert ist.

Granat wurde bei der Durchbewegung meist zerdrückt. Nur gelegentlich ist er idiomorph entwickelt und dann sind es meist die kleinen Körner, die idiomorphe Formen aufweisen. Die Hornblende umflasert öfters die Granaten und wächst auch zwischen zerbrochenen Körnern.

Im Granat ist oft Rutil enthalten, man kann aber fast nie ein  $s_1$  erkennen. Wo dies möglich ist, stößt  $s_1$  meist diskordant am externen  $s$  ab.

Rutil kommt auch in den anderen Mineralien als Einschluß vor und ist ein häufiger Gemengteil. Er ist  $s_1$ -derb, xenomorph entwickelt und oft weitgehend in Titaneisen umgewandelt. Rutil ist das älteste Mineral.

Gleich alt wie die Hornblende ist Biotit. Biotit findet sich als Einschluß in der Hornblende, mit Hornblende verwachsen und auch Hornblende umwachsend. Er ist stets gut geregelt, liegt mit 001 im Haupt- $s$  und tapeziert auch auftretende Scherflächen aus. Es kommen zwei Biotite vor, ein rotbrauner

(Pleochroismus von rotbraun zu farblos) und ein dunkelgrüner (Pleochroismus von dunkelgrün zu hellem gelb). Ein gemeinsames Vorkommen der beiden Biotite wurde nicht beobachtet. Biotit ist stets Nebengemengteil, meist kommt er nur akzessorisch vor und fehlt oft völlig. Da die Biotitführung in Amphiboliten abhängig ist von der verfügbaren K-Menge, ergibt sich, daß das Ausgangsmaterial der Amphibolite K-arm war.

Die Plagioklase sind stets durch Sericit getrübt. Oft sind sie auch mit Erz durchstäubt. Die Verteilung des Erzes ist entweder wolkg unregelmäßig, oder es ist den Spaltrissen parallel eingelagert.

In einem Fall konnte ich beobachten, wie diese Durchstäubung mit Erz sekundär war, ausgehend von einer Scherfläche. Längs der verheilten Scherfläche waren die Plagioklase stärker getrübt.

Über das Ausgangsmaterial der Amphibolite können von mir keine genaueren Angaben gemacht werden. Ein Großteil der Amphibolite ist sicherlich aus Sedimenten oder Tuffen entstanden, denn man beobachtet in Aufschlüssen oft einen konkordanten Wechsel von Gneisen und Amphiboliten mit Horizontbeständigkeit der einzelnen Lagen. Man ist geneigt, bei solchen Bildern an einen stratigraphischen Verband zu denken, einen ehemaligen Wechsel von Grauwacken mit tonigen Sedimenten oder Tuffen. Ob sich am Aufbau der Amphibolite daneben noch ehemalige basische Orthogesteine beteiligen, weiß ich nicht, halte es aber für wahrscheinlich. Der Wechsel in den Volumprozentzahlen der einzelnen Amphibolitmineralien muß z. T. auf verschiedenes Ausgangsmaterial zurückzuführen sein. Es ist dem Chemismus nach bei einzelnen Amphiboliten durchaus möglich, daß sie amphibolitisierte Orthogesteine sind.

### 11. Eklogite

Die Eklogite wurden bereits von E. DÜLL und E. SEGMÜLLER einer eingehenden Untersuchung unterzogen, so daß hier nur kurz das wichtigste beschrieben wird.

Das farbenprächtige Gestein ist in frischem Zustand äußerst hart und zäh. Fast überall ist eine Umwandlung in Eklogit-Amphibolit festzustellen. Von den starken tektonischen Bewegungen wurden auch die Eklogite erfaßt. Man kann fast stets eine deutliche b-achsiale Striemung erkennen. Am Weißenstein können in einigen Fällen b-Achsen eingemessen werden. Sie pendeln etwas, stimmen jedoch mit dem Generalstreichen in südwest-nordöstlicher Richtung überein. Das Einfallen geht gleichfalls nach NE, aber steiler als gewöhnlich, ein Anzeichen, daß das Eklogitmassiv nicht nur als Härtling aus den umgebenden Gneisen morphologisch herauspräpariert wurde, sondern primär einen Sattel bildet. Doch sind die Messungen zu dürftig, um eine sichere Aussage zu gestatten.

Das mikroskopische Bild ist durch den Zerfall des Omphazit bestimmt. Dieser geht in einen feinkörnigen Diopsidfilz über und ist nur mehr reliktsch in kleinen Körnern erhalten. Der Filz ist mit dem Mikroskop kaum aufzulösen, doch wurde der Diopsid von E. SEGMÜLLER röntgenographisch bestimmt. Bei Kornvergrößerung ist Hornblende als Neubildung erkennbar. Dagegen ist der Granat in der Regel frisch. Kelyphitriden wurden von mir nicht gefunden.

Rutil ist reichlich vorhanden und findet sich häufig als Einschluß im Granat.

## 12. Eklogit-Amphibolit mit augenförmigen Klinozoisiten

Im Anschluß an die Eklogite ist ein interessantes Gestein zu erwähnen. Es ist dunkelgrün gefärbt, dicht und durch Granateinsprenglinge leicht gesprenkelt. Parallel *s*, das feinstreifig zu erkennen ist, liegen milchig weiße Augen, linsenförmige Aggregate von Klinozoisit, wie unter dem Mikroskop festzustellen ist. Die Größe der Linsen beträgt parallel *s*  $1/2$  bis 3 cm, senkrecht *s* 1 mm bis 1 cm.

Unter dem Mikroskop erkennt man in der Grundmasse einen Pyroxen, der in einen feinkörnigen Symplektit von vermutlich Albit (eventuell Quarz) und Diopsid zerfällt. Bei dem Pyroxen handelt es sich vermutlich um Omphazit, doch ist auch mit dem U-Tisch der Omphazit nicht sicher nachweisbar.

Im Granat findet man kleine Rutilnadelchen, die durch ihre Größe und durch ihre Ausbildung von den externen derberen Rutilen abweichen. Der externe Rutil ist mit Titaneisen vergesellschaftet, das sich sowohl in seinem Inneren wie randlich findet. Umgeben wird der Rutil von feinkörnigem Titanit, der ihn verdrängt. Eine Hornblende mit einem (Fe<sup>II</sup>, Mn, Ti) Gehalt von ca. 32% und einem Pleochroismus von hellem grün zu farblos umflasert Granat. Es kommt dabei zur Verdrängung von Granat durch Hornblende. Der Hornblende-saum am Kontakt zum Granat ist etwas höher lichtbrechend als die übrige Hornblende. Die Hornblende bildet mit Quarz ebenfalls ein symplektitisches Reaktionsgefüge. Das Gestein weist eine straffe *s*-tektonische Regelung auf. Alle Mineralien sind mit ihren Langachsen in *s* eingeschlichtet. Die makroskopisch erkennbaren Augen bestehen aus Klinozoisit. Nur einige isolierte Granaten und Muscovite „schwimmen“ im Klinozoisit. Dieser ist oft in eigenartigen, sehr lang in *s* gestreckten Leisten ausgebildet. Als Neubildung findet sich Chlorit, entstanden aus Hornblende und Pyroxen. Vereinzelt kommt Muscovit vor. Quarz siedelte sich als junges bis jüngstes Mineral auf Fugen und Rissen der Mineralien des Altbestandes an. Manchmal ist er auch nesterförmig angereichert. Die Begrenzung eines solchen Nestes ist in der Regel geradlinig und besteht aus mehreren nicht miteinander verzahnten Subindividuen.

Bemerkenswert an diesem Gestein sind die Klinozoisitaugen. Man ist geneigt, sie als ein Gefügerelikt und die Klinozoisite als aus basischen Plagioklasen entstanden zu deuten. Auf Grund der Augen und des basischen Chemismus könnte es sich bei dem Eklogit-Amphibolit um einen ehemaligen Labradorporphyrit oder ein ähnliches Gestein handeln. Eventuell war ein solches Gestein für die Eklogite das (oder ein) Ausgangsmaterial im allgemeinen. Es ist allerdings bei dieser Deutung schwer zu verstehen, warum die ehemaligen Plagioklaseinsprenglinge oder die aus ihnen entstandenen Klinozoisite während des Eklogitstadiums nicht ausgemerzt wurden. Vielleicht erreichte das Gestein nicht ganz die Eklogitfazies.

Lehnt man die Klinozoisitaugen als Gefügerelikt ab, so bleibt nur die Deutungsmöglichkeit, daß sie bei einer Retrometamorphose gebildet wurden. Dafür spricht, daß die Eklogite kräftig tektonisch beansprucht wurden. Es wäre dann anzunehmen, daß die Klinozoisitaugen eventuell aus großen Granaten in besonders intensiv beanspruchten Scherflächen entstanden.

## II. Die Diaphthorese der Gesteine der Münchberger Gneismasse

Das auffälligste gemeinsame Merkmal der Gesteine der M. M. ist die diaphthoritische Umprägung. Diese regressive Metamorphose erfaßte sämtliche Gesteine. Oft ist sie überhaupt entscheidend für das Gefüge und die Mineralassoziation. Ihre Auswirkungen sind in manchen Gesteinen allerdings nur schwach zu erkennen, doch vorhanden sind sie immer.

Auf Grund dieser Tatsachen ist eine etwas ausführlichere Besprechung der regressiven Metamorphose gerechtfertigt. Um Wiederholungen zu vermeiden, werden die bei der Diaphthorese auftretenden Erscheinungen nicht an Hand der verschiedenen Gesteine besprochen, sondern an den einzelnen Mineralien des Altbestands und in einem Abschnitt über die neu aufspassenden Mineralphasen. Dies ist möglich, da die Diaphthorese in allen Gesteinsarten in der gleichen Gesetzmäßigkeit verlief, ungeachtet der ursprünglichen mineralogisch-chemischen Zusammensetzung. Die Diaphthorese ist für meine Arbeit deshalb besonders wichtig, da im Zusammenhang mit ihr die Pegmatite gebildet wurden, wie weiter unten abgeleitet wird (s. S. 69).

Bei der regressiven Metamorphose werden nicht nur die bei hohen PT-Bedingungen gebildeten Mineralien ausgemerzt und durch Mineralien ersetzt, die einem niedrigeren Metamorphosegrad angepaßt sind, sondern es ändert sich auch der Chemismus der Gesteine. Die Diaphthorese verläuft nicht isochem. Es besteht die Tendenz, die dunklen Gemengteile durch helle zu ersetzen. Von den Mineralien des Altbestandes werden daher Hornblende (Pyroxen), Biotit, Rutil, Titaneisen, manchmal auch Granat, intermediärer und basischer Plagioklas (und K-Feldspat) von neu aufspassenden Mineralphasen korrosiv angegriffen. K-Feldspat wird gleichfalls mehr oder weniger quantitativ verdrängt. Die während der Diaphthorese aufspassenden Mineralien sind Albit-Oligoklas, Quarz und Muscovit; neben diesen werden noch untergeordnet Granat, Titanit, Klinozoisit-Epidot und Chlorit gebildet.

### 1. Umwandlung des Altbestands

Im einzelnen lassen sich darüber nachfolgende Beobachtungen mitteilen: **Rutil**, ein sehr häufiger Gemengteil in den Amphiboliten und auch in den Gneisen, wird in Titanit umgewandelt. Dieser umsäumt ihn, umwächst und verdrängt ihn (s. Abb. 4).

Oft ist vom Rutil nur mehr ein kleines Korn im Titanit erhalten. Häufig kommt Rutil auch zusammen mit Titaneisen vor. Meist ist zu erkennen, daß sich das Titaneisen aus dem Rutil bildete.

**Pyroxen** ist ein seltener Gemengteil der Gesteine der M. M. Nur als Omphazit tritt er im Eklogit etwas reichlicher auf. Die Verdrängungserscheinungen sind die nämlichen, wie sie weiter unten bei der Kontaktwirkung der Pegmatite beschrieben werden.

Ein häufiger Gemengteil ist **Hornblende**. Sie ist in den Amphiboliten Hauptgemengteil. In den Gneisen kommt sie ebenfalls oft vor. Im Gegensatz zum Rutil wird die Hornblende auch durch solche Mineralien ersetzt, die nach ihrem Chemismus nicht als Umwandlungsprodukte der Hornblende aufzufassen sind. Die Verdrängungen beginnen bevorzugt an tektonisch bedingten

Schwächezonen, wie z. B. Scherbahnen. Verdrängend treten folgende Mineralien auf: Klinozoisit, Chlorit, Plagioklas und Quarz (s. Abb. 5 u. Bild 4, Tafel 2). Chlorit bildet dabei manchmal eine Maschenstruktur, die an Serpentin erinnert.

Abb. 4. Amphibolit, ca. 500 m südlich Friedmannsdorf am Waldrand. Ein größeres Rutilkorn (R) liegt in Subindividuen aufgelöst in Titanit (T). Gleiche optische Orientierung und gleicher Verlauf der Spaltrisse in den einzelnen Subindividuen machen deutlich, daß sie ehemals ein Korn bildeten. Der Titanit ist also aus dem Rutil entstanden. Er ist gewissermaßen ein Umwandlungsprodukt desselben. Gr = Granat, H = Hornblende, Chl = Chlorit, Kl = Klinozoisit.



Abb. 4

Abb. 5. Amphibolit, östlich der Autobahn bei Querenbach. H = Hornblende, P = Plagioklas, Q = Quarz, schwarze Mineralien = Erz. — Die Hornblende wird von Plagioklas (Albit-Oligoklas) verdrängt. Bei der Verdrängung bleiben einzelne „unverdaute“ Hornblenderelikte übrig, die jetzt im Plagioklas „schwimmen“ (s. H' im Bild oben und Körner bei H''). Gleiche optische Orientierung und gleichsinniger Verlauf der Spaltrisse von H' und H'' und dem großen Hornblendekristall lassen darauf schließen, daß sie ursprünglich einem Hornblendekristall angehörten. Die Verdrängung der Hornblende erfolgt, wie der Abb. zu entnehmen ist, vor allem längs der Spaltrisse, aber auch mehr oder weniger senkrecht zu dieser ausgezeichneten Richtung. — Die beiden großen Hornblenden (im Bild links und in der Mitte) sind fast gleich orientiert. Vermutlich handelt es sich um einen ehemaligen Großkristall, der zerbrach, wobei die entstandenen Subindividuen leicht gegeneinander verdreht wurden. Es ist bezeichnend, daß Plagioklas bevorzugt der Korngrenze dieser beiden Subindividuen nachtastet.

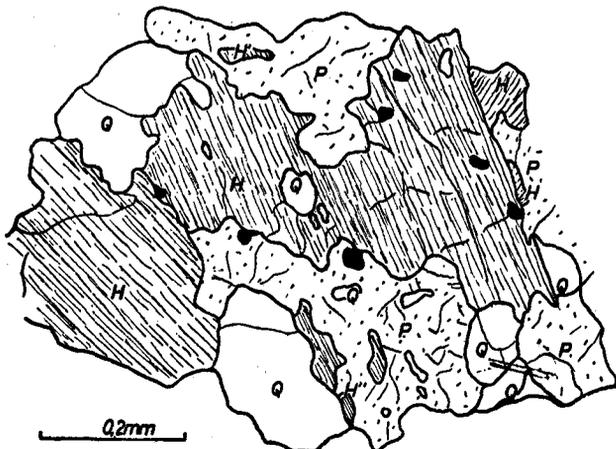


Abb. 5

Ähnlich ist das Reaktionsgefüge auf dem Bild 4, Tafel 2.

Plagioklas (Pl) hat eine Hornblende (H) umwachsen und wucherte korrodierend in sie hinein. Der Plagioklas (Albit-Oligoklas) folgte hierbei den Spaltrissen und isolierte Teilstücke der Hornblende.

Außer von Plagioklas wird die Hornblende noch von Chlorit (das graue Mineral auf dem Bild) verdrängt, der gleichfalls Bruchstücke des Hornblendehauptkorns einschloß.

Auch hier folgen die verdrängenden Mineralphasen dem vorgezeichneten Kristallbau der Hornblende und die isolierten Teilstücke sind teilidiomorph bis idiomorph.

Das in der Hornblende H noch enthaltene Mineral ist ein von Titaneisen umgebener Rutil.

Ein Charakteristikum der Gesteine der M. M. ist die Instabilität des Biotits. Die Verdrängung von Biotit durch Granat wurde erstmals von SCHÜLLER klar herausgestellt. (DÜLL erwähnt bereits die enge Vergesellschaftung von Granat und Biotit, führt aber seine Gedankengänge nicht konsequent weiter.) Biotit wird des weiteren von Plagioklas, Quarz, Muscovit, Chlorit und Klinozoisit verdrängt (vgl. Abb. 6 u. Bild 5, 6, Tafel 3). Titanit siedelt sich parallel 001, auf Fugen und Rissen im Biotit an. Bevorzugt wächst er auch längs der Korngrenze von Biotit mit anderen Mineralien und umsäumt in Biotit eingeschlossene Mineralien. Diese Erscheinung tritt besonders gern bei tektonischer Beanspruchung des Biotits auf. Manchmal kommt es nicht zur Bildung von Titanit; dagegen entmischte sich ein Sagenitgitter. Auch die Bildung von Erz längs tektonischen Schwächezonen in Biotit konnte ich beobachten.

Bei der Verdrängung von Biotit durch extern angreifende Mineralien werden die im Innern des Biotits entstandenen Mineralien oft randlich angereichert. Manchmal werden sie auch übernommen und eingeschlossen. Randliche Anreicherung erfolgt vor allem bei Klinozoisit. Chlorit übernimmt Titanit als Einschluß, ohne daß eine gesetzmäßige Anordnung des Titanits in bezug auf den Chlorit festzustellen wäre. Eine Anreicherung von Titanit auf der Korngrenze Muscovit—Biotit ist selten zu beobachten und nie so augenfällig wie bei Klinozoisit—Epidot. Es muß in diesem Fall entweder Titanit in das Gitter des Muscovits eingebaut worden sein, oder aber es erfolgte eine Wegfuhr desselben im Intergranularraum. Eventuell fanden auch beide Vorgänge nebeneinander statt.

Wenn Biotit chloritisiert wird, so geschieht dies im allgemeinen parallel der Basis. Häufig fasert er hierbei senkrecht 001 auf und der Chlorit bildet eine kleine Garbe. Eine Auffaserung senkrecht 001 des Biotits kommt öfters vor und ist stets verbunden mit einer starken Verdrängung des Biotits. Diese erfolgt auch durch andere Mineralphasen als Chlorit, wie z. B. Granat, Plagioklas, Muscovit und Quarz. Die mobilkonturierten Grenzflächen sind hierbei buchtig und es kommt oft zur Ausbildung eines verzahnten Gefüges. Biotite, die eingeschlossen in anderen Mineralien, wie z. B. Quarz vorkommen, blieben z. T. von diesen Umwandlungen verschont. Eine Vorstellung über die Ausbildung der angeführten Reaktionsgefüge geben die Bilder 5 u. 6 im Anhang und Abb. 6 u. 9.

Bild 5. Plagioklas (Albit—Oligoklas) umwächst verdrängend Biotit und wuchert längs 001 in diesen hinein. Dabei werden Teile des Biotits vom Mutterkorn abgetrennt und isoliert in Plagioklas eingeschlossen. Die Zone des Plagioklases, die an den Biotit angrenzt, ist mit Erz durchstäubt. — Das in Dunkelstellung befindliche Korn ist Quarz.

Bild 6. Ein in Plagioklas eingeschlossener Biotit wird von Plagioklas verdrängt. Erzkornreihen (schwarz) zeichnen die ehemalige Korngrenze des Biotits ab. Zwischen Erz und Biotit wuchs, letzteren verdrängend, Plagioklas (Albit—Oligoklas). Am linken unteren Bildrand umsäumt

Erz einen Zirkon, der isoliert im Plagioklas liegt. An dieser Stelle ist im Biotit ein pleochroischer Hof zu erkennen. — Die schmalen, hellen Leisten im Plagioklas sind Muscovite. Die Verdrängung des Biotits erfolgt hier nicht nur parallel der Basis, sondern in jeder kristallographischen Richtung.

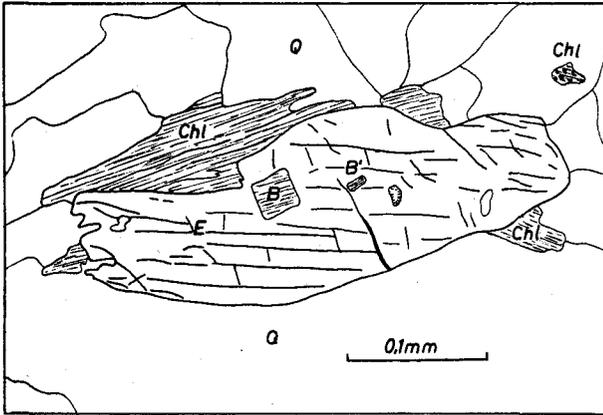


Abb. 6. Muscovit-Granat-Gneis, südlich Konradsreuth westlich Oberperfdt. — In Epidot (E) liegen zwei optisch gleich orientierte Biotite (B und B'). Da es unwahrscheinlich ist, daß die beiden Biotite in gleicher Orientierung im Epidot aufgesproßt sind, ohne hierbei eine Beziehung zu dem Kristallbau des Epidots zu zeigen (Spaltbarkeit etc.), ist der Schluß erlaubt, daß der Epidot jünger ist. Der Epidot hat demnach einen größeren Biotit verdrängt, von dem reliktsch noch zwei Teilstücke erhalten blieben. Der Epidot schließt ferner zwei Quarze ein und ein hoch lichtbrechendes Mineral (bei B'), vermutlich Apatit. — Chl = Chlorit, Q = Quarz.

Granat, ein sehr häufiges Mineral in den Gesteinen der M. M., bleibt während der Diaphthorese im allgemeinen metastabil erhalten. Zu Beginn der Diaphthorese wird sogar noch Granat auf Kosten des Biotits gebildet. Wir müssen diesen Granat von dem Granat des Altbestands trennen und als eine selbständige Generation auffassen. Die Granate des Altbestands sind ihrerseits verschieden alt und gehören nicht einer einzigen Generation an.

Hin und wieder kommt es nun vor, daß im Verlauf der Diaphthorese Granat korrosiv angegriffen wird. Es ist dabei nicht immer möglich zu erkennen, ob es sich um Granat des Altbestands oder um Granat der jungen, diaphthoritischen Generation handelt. Verdrängend treten gegenüber Granat Quarz, Muscovit und Chlorit auf. Durch die in den Granat hineingreifenden, verdrängenden Mineralien wird dessen Gestalt unregelmäßig lappig.

K-Feldspat dagegen ist wieder ein Mineral, das bei der Diaphthorese bevorzugt ausgemerzt wird (s. Abb. 7 u. 8, Bild 7, 8, 9, Tafel 4 u. 5). Die Verdrängung erfolgt dabei sowohl im Korninnern durch Band- und Flächenperthite, wie auch extern. Tektonisch beanspruchte Mikrokline werden in erster Linie abgebaut. Albit wandert auf Fugen und Rissen in Mikroclin hinein und umwächst ihn extern. Granulierte K-Feldspäte werden meist quantitativ von einem Kornaggregat, bestehend aus Albit, Muscovit und Quarz, ersetzt. Hin

und wieder wird Mikroklin bei der Verdrängung durch Quarz randlich durchlöchert.

Beschreibung der Reaktionsgefüge beim K-Feldspat an Hand der Bilder 7, 8, 9, Tafel 4 u. 5 und Abb. 7, 8.

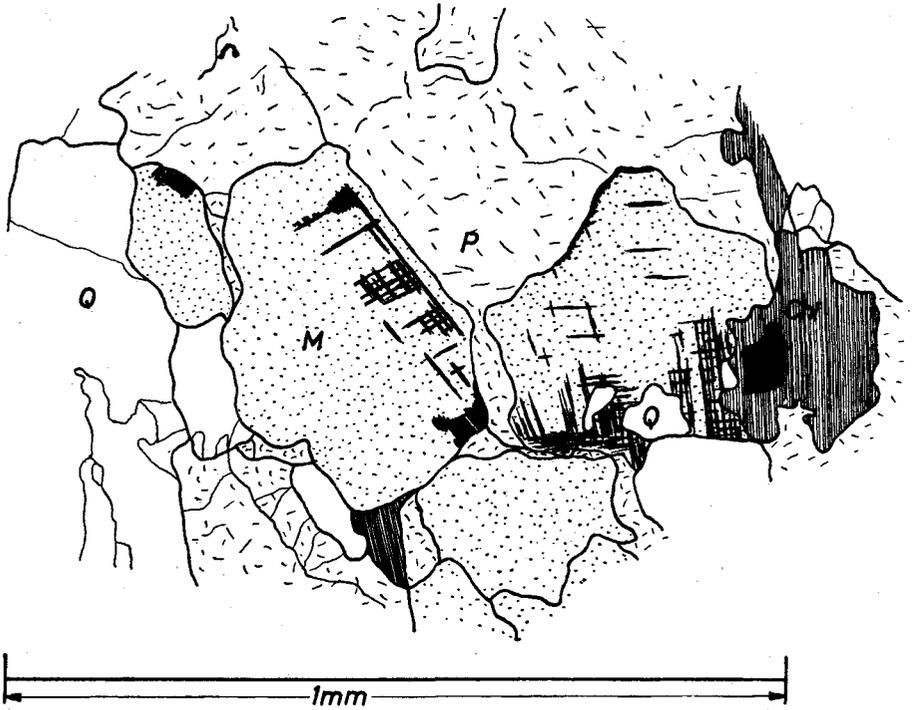


Abb. 7. Muscovit-Granat-Gneiss, nordöstlich Rothen-Mühle, Nordostspitze des Waldes (Blatt Helmbrechts). Die gezeichneten Mikroklinkörner (M) bildeten ursprünglich ein Großkorn, das granuliert und in Subindividuen zerlegt wurde. Denn dreht man bei gekreuzten Nicols den Schliff um die Mikroskopachse, so wandert die Auslöschung undulös durch ein Korn und dann gleichsinnig ohne Sprung weiter durch das benachbarte usw. Die Richtung der Zwillingslamellierung läßt den Sinn und das Ausmaß der Rotation der einzelnen Körner erkennen. Auf den entstandenen Rissen wanderte Plagioklas (Albit—Oligoklas = P) verdrängend ein. Der Mikroclin wird weiterhin von Quarz (Q) und Chlorit (Chl) verdrängt. Der Quarz seinerseits ist ebenfalls undulös und in Subindividuen zerlegt. In dem großen Chloritkern ist noch ein Erzkorn enthalten (schwarz).

Auf Bild 7, Tafel 4 (Augengneiss) sieht man, wie K-Feldspat von einem Albit-Muscovit-Pflaster umsäumt wird, das ihn verdrängt.

Dieselben Mineralien in gleicher Ausbildung trifft man im Innern des Kristalls in drei Streifen angeordnet, die gegeneinander abgesetzt, die äußere Form des Kristalls nachzeichnen. Diese zeilenförmig auftretenden Mineralien bildeten sich sicherlich auf Inhomogenitätsflächen des Kristalls aus. Eventuell gehen diese auf Wachstumsunterbrechungen bei der Bildung des K-Feldspats zurück.

Bild 8, Tafel 4 (Muscovit-Granat-Gneiss) zeigt die Verdrängung eines stark mit Flächen-Perthit (auf dem Bild weiß bis grau) durchsetzten Mikroklins durch Albit.

Der Mikroklin ist infolge tektonischer Beanspruchung stark gefeldert. Man sieht, wie der Plagioklas den Mikroklin angreift. Der dabei isolierte Perthit bleibt erhalten und wird von dem Plagioklas eingeschlossen. Die Lichtbrechung des aufsprössenden Plagioklases und die des Perthits sind gleich hoch, sie entspricht der eines Albits. — Die Verwachsung Perthit—K-Feldspat kann nicht als eine Entmischung gedeutet werden, da die Perthitsubstanz ca. 50 Vol. % einnimmt.

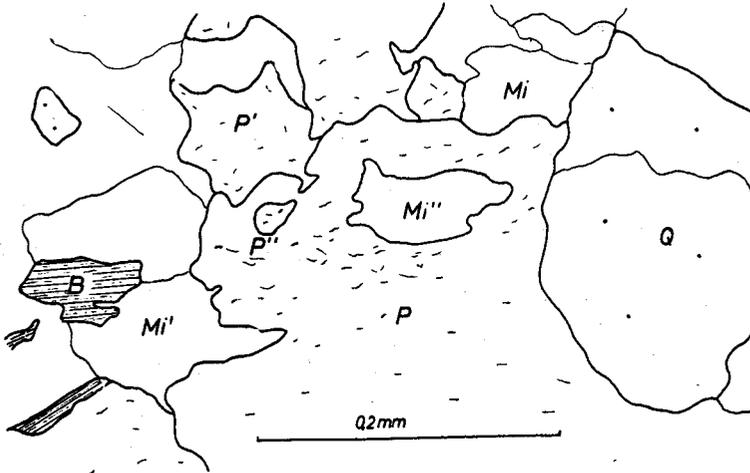


Abb. 8. Orthogneis, südlich Konradsreuth, westlich Silberbach. Plagioklas (P) umschließt Mikroklin (Mi'') und Plagioklas (P''). Die Mikrokline Mi' und Mi'' sind gleich und mit Mi fast gleich orientiert. Desgleichen sind P' und P'' gleich orientiert. Wir dürfen also die Einschlüsse und die entsprechenden externen Mineralien als ehemalige Einkristalle ansprechen. Der Plagioklas P (Albit—Oligoklas) verdrängt dann sowohl Mikroklin wie „Altplagioklas“ P' und P''.

Auf Bild 9, Tafel 5 (Metagranodiorit) sieht man, wie in einem großen Plagioklaskorn antiperthitischer K-Feldspat liegt.

Es handelt sich hierbei nicht um eine Entmischung, sondern um eine Verdrängung des K-Feldspats. Im K-Feldspat liegen Altplagioklase (dunkel), die wiederum älter sind als der K-Feldspat, da sie als Einschluss in diesem vorkommen. Der Altplagioklas ist höher lichtbrechend als der sich neu bildende Albit.

Die Aufnahme ist ein Ausschnitt aus einem größeren Korn. Im Großkorn ist der Mikroklingehalt geringer als in dem kleineren Ausschnitt der Abb., so daß man von Antiperthit sprechen darf. Ich möchte bei diesem Bild besonders darauf hinweisen, daß im K-Feldspat Plagioklasbruchstücke schwimmen, die ich für jünger halte als den K-Feldspat. Das steht in gewissem Gegensatz zu einem Teil meiner bisherigen Ableitungen über Verdrängungen, bei denen ich die „Auslieger“ von Großkörnern als noch nicht verdrängte Reste auffaßte. — In den vorhergehenden Fällen lagen die Verhältnisse stets so, daß die eingeschlossenen Körner keine Beziehung zu dem Kristallbau der umschließenden Phase aufwiesen, während hier der Plagioklas, orientiert nach dem Kristallbau des Mikroklin, diesen umwachsen hat und in gleicher Orientierung auch in diesem aufsprößt. Daß tatsächlich K-Feldspat von Plagioklas verdrängt wird, ist im Schliff an anderer Stelle zu beobachten.

Abb. 8 und Bild 9 zeigen vor allem auch verschieden alte Plagioklasgenerationen und deren unterschiedliches Verhalten gegenüber K-Feldspat.

Während der Diaphthorese wird saurer Plagioklas neu gebildet. Die Unterscheidung zwischen Altplagioklas und der neuen Plagioklasgeneration

ist manchmal schwierig. Meist ist sie jedoch möglich, denn die Altplagioklase sind in der Regel stärker durch Einschlüsse getrübt als die aufsprossende neue Generation. Auch rekristallisierte Zonen (Mylonitisierungsbahnen etc.) sind stets weniger getrübt oder sogar ganz frei von Einschlüssen. Noch einwandfreier ist die Unterscheidung, wenn die Altplagioklase intermediären bis basischen Chemismus besitzen. Die neu aufsprossenden Plagioklase sind nämlich stets sauer, es sind Albit-Oligoklase bis Albite. Altplagioklase mit höherem Anorthitgehalt werden von der neuen Plagioklasgeneration korrosiv angegriffen und verdrängt (s. Bild 10, Tafel 5).

Des öfteren wird auch Altplagioklas mit sauerem Chemismus von neu aufsprossenden Plagioklasen angegriffen. Diese Erscheinung ist wohl als eine Ausmerzung von Individuen zu deuten, die zu dem während der Diaphthorese herrschenden tektonischen Kräftefeld ungünstig orientiert waren.

Wenn Kristalle des Altbestands von der Durchbewegung so stark erfaßt wurden, daß es zu Bruchdeformationen kam (gitterfremde Translationen, Mylonitisierungen etc.), so sind sie im allgemeinen rekristallisiert oder sie wurden mehr oder weniger quantitativ durch neue Mineralien ersetzt. Als neue Mineralien entstanden Plagioklas und Quarz. Letzterer bildet überhaupt gerne Reaktionsgefüge mit Plagioklas und verdrängt ihn. Sehr oft sind die Plagioklase des Altbestands gewissermaßen „geschont“ und lassen keine Einwirkungen der Diaphthorese erkennen. Manchmal findet man um Altplagioklase junge Anwachsstreifen (s. Bild 11, Tafel 6).

Die einschlufffreie Zone des Plagioklases (auf Bild 11) geht nicht etwa auf eine Auslaugung des Erzes am Rande zurück, sondern tatsächlich auf ein nochmaliges späteres Wachstum des Plagioklases, denn die im Kern vorhandenen Zwillinglamellen stoßen am Rand ab und der ungetrübt Anwachsstreifen hebt sich scharf ohne Übergang vom Korninnern ab. Zwischen den beiden Wachstumsperioden liegt vermutlich ein größerer zeitlicher Hiatus, denn wahrscheinlich war der „Altplagioklas“ primär nicht durch Einschlüsse getrübt und erwarb die Zwillinglamellierung erst später infolge einer tektonischen Beanspruchung.

## 2. Abfolge der bei der Diaphthorese entstehenden Mineralien

Die bei der regressiven Metamorphose gebildeten Mineralien repräsentieren nach dem Stand unserer heutigen Kenntnisse ein größeres Temperaturintervall. Denn wenn wir Granat und Chlorit vergleichen, so ist als sicher anzunehmen, daß der Granat bei höherer Temperatur gebildet wurde als der Chlorit. Rein theoretisch ist daher anzunehmen, daß die beiden Mineralien nicht gleichzeitig, sondern nacheinander entstanden sind, entweder einander ablösend oder auch mit einem gewissen zeitlichen Hiatus.

Diese theoretischen Überlegungen finden eine Bestätigung durch die Dünnschliffuntersuchungen. So kann eine zeitliche Abfolge der „jungen“ Mineralien festgestellt werden. Es ist allerdings so, daß die Mineralien nicht scharf nacheinander kristallisierten. Manche sind gleich alt, andere lösen einander wohl ab, werden aber noch eine zeitlang gemeinsam gebildet. Wieder andere sind über einen längeren Zeitraum stabil, sie sind Durchläufer.

Als ältestes Mineral der Diaphthorese ist der **Granat** zu nennen. Mit seiner Bildung beginnt die Retrometamorphose. Sein Auftreten ist an Biotit gebunden (außer im Pegmatit? — Im Pegmatit der Grube Bösenack kommt Granat vor. Da nicht ganz sicher ist, ob dieser Granat tatsächlich ein Pegmatit-

mineral ist, oder aber von dem Nebengestein übernommen wurde, kann hier keine definitive Aussage gemacht werden). Die Art seiner Entstehung aus Biotit siehe oben!

Es erscheint vielleicht kühn, Granat als ein Mineral der regressiven Metamorphose anzusprechen, da er allgemein als hochmetamorphes Mineral betrachtet wird. Nun wird Granat auch in niedrigen Metamorphosestufen gebildet, wie z. B. in Glimmerschiefern und Granatphylliten. Dagegen ist nach unseren heutigen Erfahrungen Biotit nur bei hoher Temperatur stabil. Es ist daher durchaus möglich, daß bei sinkender Temperatur Granat auf Kosten von Biotit aufsprößt. Keine Aussage ist dabei noch über den Druck gemacht worden. Auf Grund der größeren Dichte des Granats (d ca. 3,8) gegenüber Biotit (d ca. 3) ist theoretisch zu erwarten, daß der Granat bei hohem Druck gegenüber Biotit das beständigere Mineral ist. Diese Aussage müssen wir als gültig ansehen, solange nicht gegenteilige Beobachtungen vorliegen. Bei abnehmender Temperatur sinkt (in der Natur) im allgemeinen der Druck. Dies ist vielleicht der Grund dafür, daß die Umwandlung Biotit—Granat selten vorkommt. Es ist aber denkbar, daß die Temperatur sinkt, ohne daß der Druck fällt, denn der Spannungszustand eines Gesteins ist nicht nur von der Tiefenlage, sondern ebenso von dem tektonischen Druck abhängig, der viel größer sein kann als der der Belastung.

**Titanit** entstand gleich dem Granat aus Mineralien des Altbestands. Nur selten kommen Titanite vor, die nicht unmittelbar mit Rutil oder Biotit verknüpft sind. In den größeren Titaniten ist fast stets ein Rutilkern eingeschlossen. Sie verdrängen also Rutil (vgl. Abb. 4). Der Titanit wurde erst nach dem Granat gebildet, denn ich konnte nirgends beobachten, daß der Granat Titanit einschließt bei der Verdrängung von Biotit. Der Titanit ist meist xenomorph, nur selten kommen idiomorphe Kristalle vor.

**Plagioklas**, der während der Diaphthorese aufsprößt, ist jünger als Granat oder Titanit. Granat wird von ihm umwachsen und eingeschlossen. In Abb. 9 ist die Altersfolge Granat—Plagioklas gut zu erkennen. Plagioklas bleibt während der Diaphthorese stabil und wird auch noch bis fast zum Ende derselben gebildet. Man findet daher häufig Reaktionsgefüge von ihm mit „jungen“ Mineralien, die er korrodierend angreift und verdrängt. So konnte ich beobachten, daß Albit Klinozoisit verdrängt, bzw. jünger als dieser ist (s. Bild 12, 13, Tafel 6 u. 7). Auch Titanit wird z. T. von Albit ersetzt (s. Abb. 10).

Die Mineralien des Altbestands werden oft von sauerem Plagioklas umwachsen und eingeschlossen. Eine Seltenheit ist dies jedoch beim Biotit. Mit ihm bildete er symplektitische Verwachsungsformen aus. Letzterer ist wahrscheinlich so instabil, daß er nicht eingeschlossen werden kann. In Altplagioklas enthaltener Biotit wurde bei einer erfolgten Umkristallisation (entlang von Scherflächen etc.) fast stets quantitativ abgebaut.

Die neu aufsprössenden Albit-Oligoklase sind durch die bereits vorhandenen Mineralphasen in ihrem Wachstum behindert und daher stets xenomorph ausgebildet.

Abbildungen über die junge Albit-Oligoklasgeneration:

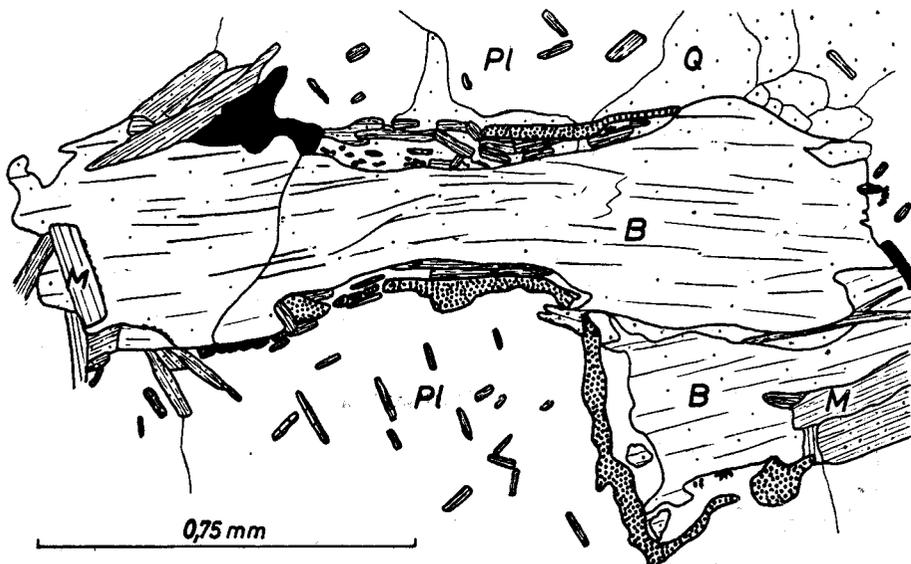


Abb. 9. Hybrider Metagranodiorit, südöstlich Marktkeugast. Granat umsäumt verdrängend Biotit (Granat kräftig schwarz gepunktet). In einer späteren Phase wird der Biotit (B) von Plagioklas (Pl), Muscovit (M) und Quarz (Q) verdrängt. Der Plagioklas und auch der Quarz tasten hierbei der Biotit-Granat-Korngrenze nach. Der Granat bleibt metastabil erhalten und wird von Plagioklas umwachsen. Auch einzelne, von den Hauptkörnern abgetrennte Biotitbruchstücke, die vom Plagioklas nicht ganz verdrängt sind, werden eingeschlossen. In den Plagioklasen „schwimmen“ Muscovitleisten und auch einige Biotite (Biotitspaltflächen angedeutet und leicht gepunktet, von Muscovit nur Spaltflächen angedeutet). Im Bild vorkommendes Erz ist schwarz gezeichnet. Es findet sich sowohl als größeres Korn (im Bild links oben), als auch feinkrümelig längs Klüften oder Korngrenzen.

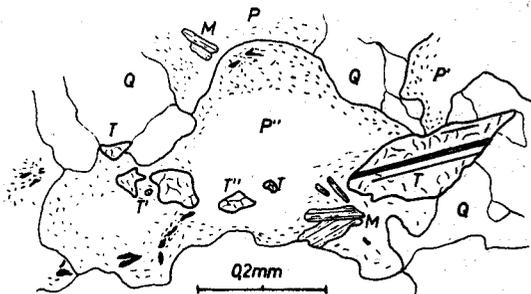


Abb. 10. Orthogneis, Steinbruch nördlich Schwarzenfurth b. Pkt. 601. Im Plagioklas (P'') liegen 4 Titanitkörner (T' und T'') gleicher optischer Orientierung. Denkt man sich die trennende Plagioklassubstanz zwischen den einzelnen Körnern weg und vereinigt sie so zu einem Individuum, dann resultiert ein idiomorpher Titanit in typischer Briefkuvertform. Wir können daraus schließen, daß die Teilkörner tatsächlich früher in einem Korn vereinigt waren. Ihre heutige, gegeneinander isolierte Raumlage muß durch eine metasomatische Wegfuhr von Titanitsubstanz hervorgerufen worden sein. Eine tektonische Zerlegung des ursprünglichen Kornes kann nicht (bzw. nicht ausschließlich) die Ursache sein, wie einmal ein Vergleich mit idealen Kristallformen und weiter die optische Gleichorientierung der Einzelkörner zeigt. Mit-hin hat Plagioklas den Titanit verdrängt. Der Plagioklas seinerseits wird von Quarz (Q) verdrängt (Plagioklas P' und P'' sind optisch gleich orientiert). An den Korngrenzen sind die Plagioklase mit Erz durchstäubt. — M = Muscovit.

Nach der Granatblastese kam es zur Bildung von

**Klinozoisit-Epidot.** Dieser dringt auf Fugen und Rissen in den Granat ein, ohne daß es dabei zur Bildung von Verdrängungsstrukturen kommt. Granat bleibt metastabil erhalten. Gegenüber den Plagioklasen, die während der Diaphthorose gebildet wurden, ist Klinozoisit-Epidot meistens älter, doch beginnt die Plagioklasblastese bereits früher als die des Klinozoisits. Letzterer bildete sich also gleichzeitig mit dem Plagioklas, seine Blastese begann aber später und endete früher.

In vielen Klinozoisiten fällt ein chloritähnlicher Kern auf, der mehr oder weniger isotrop ist. Untersucht man einen noch etwas frischeren Kern, wie man sie manchmal findet, so entspricht dieser einem Orthit mit beginnender Isotropisierung.

Dieser Orthitkern ist aber nicht in allen Klinozoisit-Epidoten enthalten und in manchen Gesteinen fehlt der Orthit völlig. Auch ist nicht sicher, ob dieser Orthit eine diaphthoritische Neubildung oder ein Relikt eines vorhergegangenen Stadiums ist. Ob eine eisenreiche oder eine eisenarme Klinozoisit-Epidot-Phase zuerst kristallisierte, hing von den örtlichen Gegebenheiten ab. Eine Gesetzmäßigkeit besteht nicht. Manchmal ist der Kern eisenreicher als der Rand und dann auch wieder umgekehrt. Die Interferenzfarben sind meist fleckig. Die Kristallform der Klinozoisit-Epidote ist in der Regel teilidiomorph. Garbenbildungen, wie sie von Gesteinen aus anderen Gebieten bekannt sind, fehlen.

Aus Abb. 9 ist zu entnehmen, daß **Muscovit** sich gleichzeitig mit Plagioklas bildete. Auch aus den anderen Dünnschliffen läßt sich allgemein ein gleiches Alter einer Albit-Muscovitgeneration ableiten.

So wird der Amphibolit von Bild 14, Tafel 7 von einer Kluft durchsetzt. Die Kluft wurde von Muscovit, Chlorit, Quarz und Plagioklas (Albit-Oligoklas) verheilt. Interessanterweise besteht ein Zusammenhang zwischen den die Kluft verheilenden Mineralien und den die Kluft begrenzenden. Hornblende wird von Muscovit (s. Bild) oder Chlorit verheilt, Plagioklas von Plagioklas oder Quarz. Der „Altplagioklas“ der Abbildung ist stark serizitisiert und mit Erz durchstäubt. Muscovit steht mit 001 annähernd senkrecht auf der Kluftwand.

Aus dieser Abbildung ergeben sich zwei Folgerungen:

1. Plagioklas und Muscovit kristallisierten gleichzeitig und
2. während Plagioklas rekristallisierte, ist Hornblende dazu nicht mehr imstande; an ihrer Stelle bildete sich Muscovit.

Die Kristallisation von Plagioklas und Muscovit erfolgte gleichzeitig über einen längeren Zeitraum hinweg. Wie Plagioklas greift auch Muscovit jüngere Mineralphasen korrodierend an und verdrängt sogar Chlorit (s. Abb. 17, Resorptionsschliere im Pegmatit). Doch kann man nicht sagen, daß die Muscovitblastese die Chloritbildung überdauerte. Entsprechend den örtlichen Verhältnissen hat einmal die Muscovitbildung länger angedauert und dann wieder die Chloritbildung. Im allgemeinen überdauert die Chloritblastese die Muscovitbildung. In Muscovit ist des öfteren Klinozoisit eingeschlossen. In diesem speziellen Fall ist also der Muscovit jünger als der Klinozoisit. Muscovit kristallisiert teilidiomorph mit gut ausgebildeten Basisflächen. Die Spaltflächen treten hin und wieder durch Anreicherung von Erz längs 001 übernormal hervor. Die Muscovitgeneration der Diaphthorose entspricht den Pegmatitmuscoviten (vgl. Kap. Pegmatite) bezüglich Farbe, Aussehen usw.

Neben dieser „jungen“ Muscovitgeneration findet man in den Gesteinen der M. M. auch Muscovite, die in älteren Metamorphosestadien aufsproßten. Da ich an ihnen (außer ruptueller Beanspruchung) keine Umwandlungserscheinungen feststellen konnte, die auf die Diaphthorese zurückzuführen wären, werden sie nicht näher besprochen.

**Chlorit und Hydroglimmer;** Hornblende und Biotit werden bei der Diaphthorese chloritisiert. Neben Chlorit entsteht noch ein Hydroglimmer, der sich von den Chloriten durch höhere Doppelbrechung (z. T. Interferenzfarben 2. Ordnung) unterscheidet. Man könnte diesen Hydroglimmer auf Grund seiner Farbe (Pleochroismus von braungelb zu gelb) für einen Stilpnomelan halten. Von diesen unterscheidet ihn jedoch seine fleckige Interferenzfarbe und eine weniger spießige Ausbildung. Es handelt sich bei diesem Mineral deshalb um einen Hydroglimmer, vermutlich Vermiculit (s. Bild 15, Tafel 8).

An Chloriten findet man sowohl Klinochlor wie Pennin. Pennin und Vermiculit bilden oft miteinander Garben, Klinochlor neigt dagegen weniger zu Garbenbildung und findet sich meist pseudomorph nach verdrängten Mineralien.

Vermiculit, Chlorit und Muscovit sind häufig lamellar miteinander verwachsen. Ferner findet man sie des öfteren mit Klinozoisit-Epidot eng vergesellschaftet. Sie bildeten sich also annähernd gleichzeitig (vgl. Abschnitt Muscovit).

Die Quarz-Blastese überdauert die Bildung aller anderen Mineralien. Diese werden von Quarz korrodierend angegriffen, umwachsen und eingeschlossen

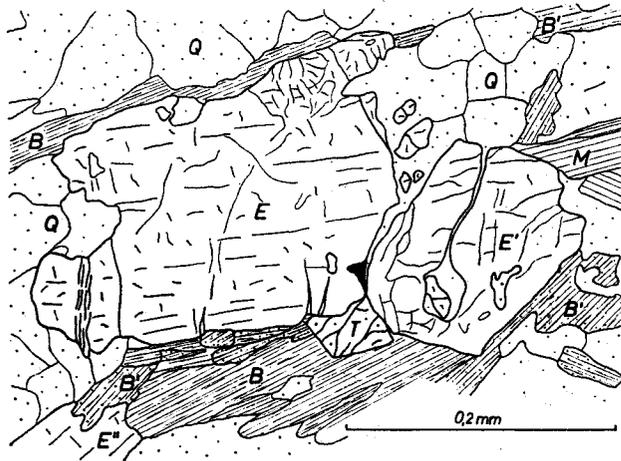


Abb. 11. Orthogneis, Steinbruch nördlich Schwarzenfurth b. Pkt. 601. Epidot (E) ist zerbrochen und die beiden Teilstücke (E und E') sind etwas gegeneinander rotiert. Die entstandene Kluft wurde mit Quarz (Q) verheilt. Quarz greift den Epidot korrodierend an, wie bei E' zu sehen ist (Quarz dringt schlauchförmig in den Epidot ein und isoliert Teilstücke des Epidots). An der Korngrenze zwischen Epidot und Biotit (B = rotbrauner Biotit, B' = dunkelgrüner Biotit) liegt ein Titanit (T), der leicht zerschert wurde. M = Muscovit.

(vgl. Abb. 11). Die Kristallisation des Quarzes beginnt aber sicher schon in den frühen Stadien der Diaphthorese, er ist ein ausgesprochener Durchläufer. Da aber die regressive Metamorphose mit einer Durchbewegung verbunden ist, wird Quarz dauernd zerschert, granuliert, etc., um darauf wieder zu kristallisieren.

Dadurch entsteht der Eindruck, als ob Quarz allgemein die jüngste Bildung wäre. Das trifft aber sicherlich nur für einen Teil der Quarze zu.

Die Quarze sind stets xenomorph entwickelt.

Diese oben beschriebenen Mineralumwandlungen haben in den Gesteinen der M. M. in verschiedener Intensität stattgefunden. Manche Gesteine wurden stark betroffen, andere blieben weitgehend „geschont“. Geschont blieben Gesteine, die weniger stark oder fast gar nicht einer Durchbewegung während der Diaphthorese anheimfielen.

Nun erhebt sich die Frage, warum einzelne Gesteine oder Gesteinskomplexe weniger intensiv durchbewegt wurden. Für einen Teil der Körper können wir darauf eine Antwort geben, nämlich für Eklogite, Metagranodiorite und Metahornfelse. Das sind Gesteine, die zäher und härter sind als die umgebenden Gneise und Amphibolite. Letztere wurden also vor allem, gleichsam zwischen starren Backen, durchbewegt.

Neben „geschonten“ Gesteinen dieser Art kommen aber auch andere vor, die sich nicht durch übergroße Härte und Festigkeit auszeichnen. Ihre Schonung muß regionale Gründe haben, die wir noch nicht kennen. Die Durchbewegung war nicht in allen Teilen der M. M. gleich stark.

Eine leichte Überprägung durch die regressive Metamorphose zeigen bei aufmerksamer Beobachtung alle Gesteine der M. M. Allerdings verläuft die Diaphthorese in den „geschonten“ Gesteinen manchmal annähernd isochem. Zu Beginn dieses Kapitels wurde die Behauptung aufgestellt, daß die Diaphthorese nicht isochem verläuft, dies trifft also nicht in allen Fällen zu. Die Frage, ob Isochemie während der Diaphthorese herrschte oder nicht, wird in folgendem näher untersucht. Hierbei wird auch erörtert, inwieweit Volumkonstanz der Gesteine bei diesen Umwandlungen vorhanden war. Wenn ich von Volumkonstanz spreche, so bezieht sich diese immer nur auf ein Gestein selbst. Eventuell in Gesteinen im Zuge einer Durchbewegung sich bildende Hohlräume (z. B. Spalten), die unter Umständen durch ein anderes Gestein wieder ausgefüllt wurden, bleiben hierbei unberücksichtigt. Diese Anmerkung gilt auch für meine späteren Ausführungen, vor allem im Kapitel V.

Gehen wir von dem vordiaphthorischen Mineralbestand eines Gesteins, z. B. eines Gneises aus, so setzte sich dieses etwa aus folgenden Gemengteilen zusammen: Plagioklas, K-Feldspat, Biotit, Muscovit, Quarz,  $\pm$  Granat,  $\pm$  Hornblende und Akzessorien. Sämtliche Mineralien des Altbestands, mit Ausnahme von Granat, wurden bei der Diaphthorese durch Albit, Klinozoisit, Chlorit, Muscovit und Quarz mehr oder weniger quantitativ ersetzt. Diese neuen Mineralphasen unterscheiden sich in ihrem Chemismus wesentlich von dem des Altbestands. Ein Teil der Ca-, Mg-, Fe-Ionen muß von dem betreffenden Ort weggeführt worden sein.

Damit ist aber noch nicht entschieden, ob sie tatsächlich aus dem Gesteinsbereich entfernt wurden. Sind sie nicht abgewandert, so müssen wir sie in irgendwelchen, während der regressiven Metamorphose aufgesproßten, Mineralien gebunden finden. Es kämen dafür Chlorit und Klinozoisit-Epidot in Frage. Bei Chlorit liegen nun die Verhältnisse so, daß er meist nur als Abbauprodukt der basischen Mineralien vorkommt. Man findet allerdings auch Chloritaggregate, die nicht auf ein zersetztes Mineral des Altbestands, z. B. Hornblende zurück-

gehen. Diese Chlorite wuchsen in der Regel als Garben. Ihr Mengenanteil am Gesteinsaufbau ist stets so untergeordnet, daß in ihm nur ein Bruchteil der mobilisierten Mg- und Fe-Ionen gebunden sein kann. Es ist außerdem bezeichnend, daß diese Chlorite fast stets Pennine sind, die die Si-reichsten Chlorite darstellen.

Wenden wir uns Klinozoisit-Epidot zu, so kommen wir zu demselben Ergebnis. Klinozoisit, als unabhängig vom Altbestand aufgesproßte Mineralphase, ist gleichfalls nur Nebengemengteil und kann damit nur einen Bruchteil der mobilisierten Ca-, Fe- und Mg-Ionen gebunden haben. Außerdem wird, wie oben ausgeführt, Klinozoisit-Epidot in den Spätphasen der regressiven Metamorphose ebenfalls von Plagioklas und Quarz verdrängt.

Nimmt man entgegen den obigen Ausführungen an, daß im Klinozoisit-Epidot und Chlorit die mobilisierten basischen Ionen gebunden wurden, so ist trotzdem eine Isochemie bei der Diaphthorese abzulehnen. Es bleibt nämlich dann immer noch unverständlich, warum es zu einem Aufsprossen Si-reicher Mineralien kommt. Es sind keine Anzeichen vorhanden, daß Si-reiche Mineralien des Altbestandes in Lösung gingen und an deren Stelle Si-arme Mineralien auskristallisierten.

Wir müssen aber die zur Bildung von Quarz und Albit nötige Kieselsäure und das Natrium irgendwo herleiten. Dafür gibt es zwei Möglichkeiten: Entweder wurden die basischen Ionen bei der Auflösung der dunklen Gemengteile aus dem Gesteinsraum entfernt, so daß sich saure Mineralien bilden konnten, oder aber es wurden saure Lösungen zugeführt. Eine Isochemie ist also auf keinen Fall vorhanden.

Wir können auch nicht eine Abfuhr von sauren Lösungen aus primär überkieselten Gesteinen in basischere Komplexe als bestimmenden Faktor annehmen. Ich konnte in keinem Gestein Anzeichen dafür finden, daß es während der Diaphthorese an  $\text{SiO}_2$  und  $\text{Na}^+$  verarmt wäre, es war im Gegenteil stets ein entgegengesetzter Ablauf festzustellen.

Mir persönlich erscheint folgende Erklärung des Tatbestandes am wahrscheinlichsten: Bei der Diaphthorese wurden die Gesteine der M. M. mit saueren, Na-reichen Lösungen durchtränkt, die in den Gesteinen ein Aufsprossen Si-reicher Mineralien bewirkten. Die in Lösung gegangenen dunklen Gemengteile wurden aus dem Gesteinsverband weitgehend entfernt. Durch die gleichzeitige Zufuhr von saurem Material und die Abfuhr basischer Ionen blieb die Volumkonstanz der Gesteine annähernd gewährleistet. Bei jeder anderen Erklärung muß eine Änderung des Volumens der Gesteine eintreten.

Eine Änderung des Gesamtchemismus können wir natürlich nur für solche Gesteine annehmen, in denen wir ein Aufsprossen neuer saurer Gemengteile beobachten können. Dies ist nicht, oder nur untergeordnet der Fall bei Eklogiten, Eklogit-Amphiboliten (Eklogit-Amphibolite, die erst durch Einwirkung saurer Lösungen aus Eklogit entstanden — vergleiche Kontakterscheinungen der Pegmatite), Metagranodioriten, Metahornfelsen und „geschonten Gneisen“. Das sind gleichzeitig die Gesteine, die bei der Diaphthorese nur wenig durchbewegt wurden.

Man kann daraus folgern, daß erst von der Durchbewegung der Intergranularraum aufgelockert werden mußte, damit saure Lösungen in ihn eindringen konnten.

### III. Die Albit-Pegmatite der Münchberger Gneismasse, ihre Aplite, Resorptions- und Kontakterscheinungen

#### 1. Makroskopische Beschreibung der Pegmatite

Ein Charakteristikum der M. M. ist das Auftreten zahlreicher Na-Pegmatite. Sie sind als linsenförmige Körper den Gneisen und Amphiboliten eingeschaltet. Wie in jedem Aufschluß zu erkennen ist, wurden die Pegmatite noch deutlich tektonisch beansprucht. Ihr tektonischer Bauplan entspricht dem der Nebengesteine, und sie streichen wie diese SW—NE, wobei die b-Achsen nach NE eintauchen. Untersucht man die Lagerungsbeziehungen zwischen Nebengestein und Pegmatit, so ist meist deutlich zu erkennen, daß die Pegmatite in tektonisch aufgelockerten Zonen, vor allem in Faltenbögen auftreten. Wir überblicken die Verhältnisse am besten an Hand der beigefügten Abbildungen 12, 13, 14 u. Bild 17, 18, 19, Tafel 9, 10. Es ist auffällig, daß die Pegmatite meist an Mulden gebunden sind, bei Sätteln dagegen weniger in Erscheinung treten. Wir können diese Tatsache dahingehend deuten, daß in der M. M. weniger Sättel als Mulden vorhanden sind. Daraus kann man folgern, daß bei der Verfaltung der Gesteine der M. M. die Sättel in den Kernen zerschert und die zerscherten Gesteinspakete verschuppt wurden.

Während in den Gneisen und Amphiboliten die Pegmatite  $\pm$  konkordant in s eingeschichtet sind, folgen sie am Weißenstein einem Kluftsystem, das annähernd senkrecht das B des Eklogits schneidet.

Diese Klüfte entsprechen einer Streckung des Eklogits in Richtung von B. Daß es zur Ausbildung einer solchen (Okl) Klüftung kam, die in den Gneisen nicht zu beobachten ist, läßt sich mit dem mechanisch starren Verhalten des Eklogits bei der Durchbewegung erklären. Der Eklogit des Weißensteins wird von Gneisen und Amphiboliten eingerahmt, die plastischer als der Eklogit auf Durchbewegung reagierten. Von den Gneisen auf den Eklogit übertragene Spannungen lösten sich in Klüften, die von Pegmatit verheilt wurden.

Wichtig ist jedoch, daß die Pegmatite auch hier an tektonische Strukturen gebunden sind. Randlich geht das Massiv des Weißensteins in einen Eklogit-Amphibolit über. Es ist nun interessant zu beobachten, wie der Pegmatit sowohl diskordant in diesem Eklogit-Amphibolit sitzt, als ihn auch konkordant parallel s gewissermaßen injiziert. Der Eklogit-Amphibolit nimmt offensichtlich eine Zwischenstellung im tekt. Verhalten zwischen Eklogit und Gneis ein.

Auch in den Gneisen und Amphiboliten zeigen die Pegmatite zuweilen ein leicht diskordantes Verhalten zum Nebengestein. Die Grenzflächen schneiden im Streichen wie im Fallen das Gneis-s spitzwinklig ab. Wir können darüber hinaus in einigen besonders günstigen Fällen beobachten, wie sich geringmächtige Aplite oder Pegmatit-Apophysen vom Pegmatit abspalten und das Nebengestein parallel s durchsetzen (s. Bild 17, 19, Tafel 9, 10).

Bei den Pegmatiten sind keine verschiedenen Generationen von Einzelmineralien zu erkennen. Sowohl in den Aufschlüssen wie in den Dünnschliffen sind keine Anzeichen dafür vorhanden, daß etwa zuerst die randlichen Partien der Pegmatite auskristallisierten, hierauf vielleicht ein Hiatus eintrat bis wieder neue Pegmatitsubstanz zugeführt wurde. Auch die in einigen seltenen Fällen beobachteten Pegmatitapophysen sind mit dem jeweiligen Pegmatit gleich alt. Bei den Apophysen kann es sich somit nicht um Mobilisate der Pegmatite handeln.

Abbildungen zur makroskopischen Beschreibung der Pegmatite.

Siehe auch Bild 17, 18, 19 u. 20, Tafel 9 u. 10.

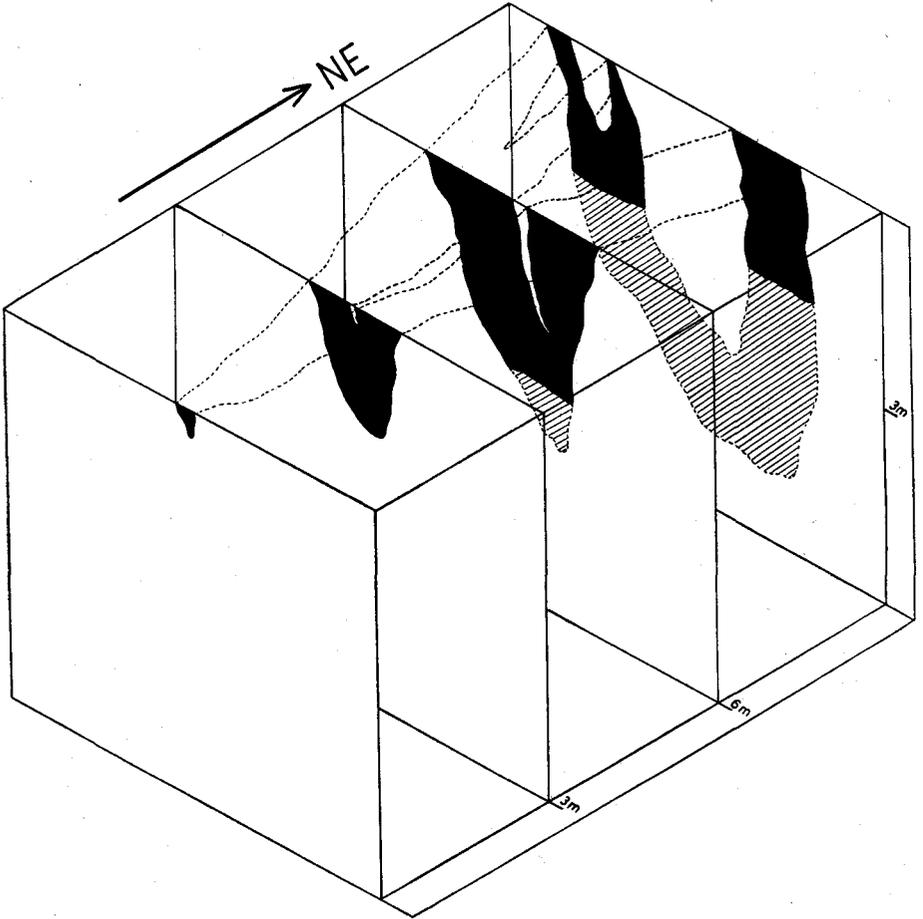
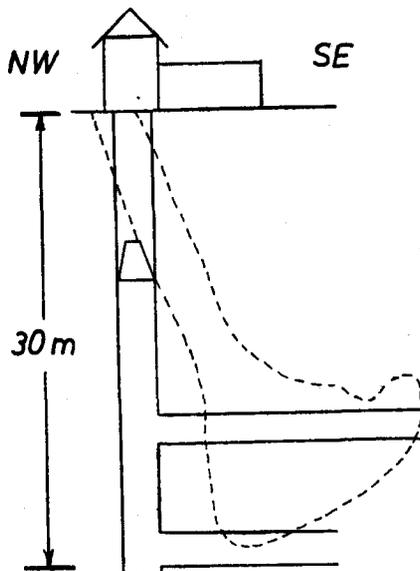


Abb. 12. Raumbild vom Pegmatit des Schurfbetriebs bei der Grube Seulbitz. — Die durch Versuchsabbau aufgeschlossenen Partien des Pegmatits sind auf der Zeichnung schwarz dargestellt, nicht mehr erschlossene Teile (von mir hypothetisch ergänzt) sind schraffiert. — Der Pegmatit ist an eine enggepreßte Mulde gebunden, deren Faltenachse nach NE einschiebt.

### Profil durch die Grube Lübnitz



gez. nach Grubenplan

Abb. 13. Der Pegmatit der Grube Lübnitz ist eine enggepreßte Mulde. Der Faltscheitel ist pfeifenkopfförmig verformt, die Schenkel stark ausgedünnt. Im Pegmatit finden sich hin und wieder Bänder von eingefaltetem Nebengestein.

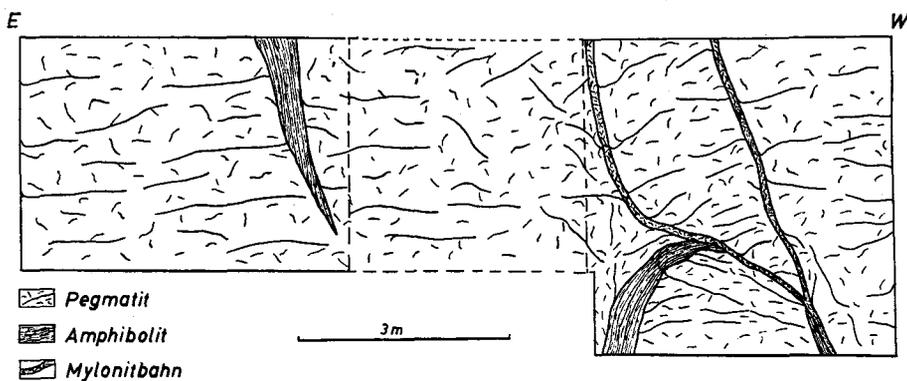


Abb. 14. Profil durch den Pegmatittagebau der Grube Friedmannsdorf. — Das Profil ist folgendermaßen zu deuten: Der östliche Teil des Abbaus ist ein muldenförmiger Pegmatit mit eingefaltetem Amphibolitreifen. An diesen schließt sich ein sattelförmiger Pegmatit nach SW an (die beiden werden durch einen Amphibolit z. T. getrennt), und daran wieder ein muldenförmiger. Es liegen demzufolge drei Pegmatitkörper vor, die aufeinandergeschoben wurden. Die entsprechenden Störungen sind in der Grube aufgeschlossen. Wir haben es hier mit postpegmatitischen Bewegungen zu tun. — Auf der Figur wurde der mittlere Teil strichliniert eingefast. An dieser Stelle war der Pegmatit bei Aufnahme des Profils bereits abgebaut.

Wenden wir uns der Frage zu, wann es zur Pegmatitbildung kam! Wie bereits erwähnt, wurden die Pegmatite zusammen mit ihren Nebengesteinen noch verformt. Damit scheidet eine posttektonische Entstehung aus. Die noch erkennbaren Diskordanzen und Apophysen bei einigen Pegmatiten schließen andererseits eine frühtektonische Bildungszeit für diese aus. Wären sie frühtektonisch, dürften keine Diskordanzen mehr zu finden sein; denn bei der intensiven Durchbewegung, die die M. M. durchmachte, wären diese verschliffen worden. Diese Pegmatite sind demzufolge spätekttonische Bildungen. Ob die Pegmatite, die keine Diskordanz zum Nebengestein aufweisen, ebenfalls spättektonisch sind, ist unsicher. Es ist durchaus möglich, daß sie zum Teil auch schon früher entstanden sind. Das Vorkommen von frühtektonisch gebildeten Pegmatiten ist allerdings zweifelhaft. Ich möchte vielmehr annehmen, daß die Pegmatitbildung erst einsetzte, als die Gneise bereits verformt waren nach dem gleichen Deformationsplan, der auch den Pegmatiten aufgeprägt ist. Für eine bereits erfolgte Verformung nach dem gleichen Deformationsplan spricht, daß diesem die diskordanten Grenzflächen zuordenbar sind. Wie man sich den Ablauf der Verformung vorstellt, in einzelnen Phasen oder als einen  $\pm$  kontinuierlicher Vorgang, ist unwesentlich. (Näheres siehe Abschnitt Kapitel Tektonik.)

Aus den Lagebeziehungen der Pegmatite zu ihren Nebengesteinen können wir somit folgern:

1. Die Pegmatite sind jünger als ihre Nebengesteine, da sie diese in einigen Fällen diskordant durchsetzen und injizieren.
2. Die Pegmatite sind spätekttonische ev. syntektonische Bildungen, da sie von der Tektonik noch miterfaßt wurden.
3. Die Pegmatite sind in ihrem Auftreten abhängig von der örtlichen Tektonik, da sie in von der Durchbewegung aufgelockerten Zonen auftreten.

Bezüglich Punkt 1 u. 2 siehe auch S. 65, Kapitel IV!

Gegenüber den Pegmatiten, die in ihrem Auftreten eine Abhängigkeit von der Verformung des Nebengesteins zeigen, treten diejenigen zurück, die nicht auf eine besondere tektonische Struktur bezogen werden können. Da man bei der Beurteilung der Frage, ob Abhängigkeit von der Tektonik besteht oder nicht, fast stets nur auf einen kleinen Aufschluß angewiesen ist, halte ich es durchaus für möglich, daß auch diese Pegmatite bestimmten tektonischen Gesetzmäßigkeiten folgen und es nur auf Grund der ungenügenden Aufschlüsse nicht möglich ist, diese Gesetzmäßigkeiten zu erkennen.

Nachdem wir die Abhängigkeit der einzelnen Pegmatitkörper von der Tektonik erkannt haben, interessiert ihre regionale Verbreitung. Folgen sie gewissen großtektonischen Leitlinien? Scharren sie sich zu Gangzügen, oder bilden sie einen oder mehrere Schwerpunkte? Sind sie an ein oder mehrere bestimmte Nebengesteine gebunden?

Als erstes läßt sich schnell feststellen, daß ihre Verteilung innerhalb der M. M. nicht gleichmäßig ist. Gewisse Teile der M. M. sind arm an Pegmatiten, andere sind pegmatitreich. Wir überblicken das Verhalten am besten an Hand der im Anhang beigefügten Karte. Um einen besseren Überblick zu gewinnen, wurden auf der Skizze jene Räume ausgeschieden, die mit Pegmatiten statistisch überbelegt sind. Die Darstellung erfolgte in gleicher Weise wie bei Gefügediagrammen. Die Gesamtzahl der von mir erfaßten Pegmatite beträgt 417. Die

Oberfläche der M. M. ohne Grünschieferzone hat annähernd 415 qkm. Bei homogener Verteilung der Pegmatite müßte also auf jeden qkm der M. M. ein Pegmatit kommen. Finden sich zwei pro qkm, so ist der Raum doppelt überbelegt, bei dreien dreifach usw. Ab fünffacher Überbelegung wurden nun die Pegmatitvorkommen diagrammartig zusammengefaßt. Die gewählte Abstufung ist 5—7, 7—10, >10fache Überbelegung. In der Übersichtskarte der Vorkommen der Pegmatite in der M. M. sind natürlich nicht sämtliche Pegmatite dargestellt, da eine quantitative Erfassung unmöglich ist. Man ist beim Auskartieren ja stets auf natürliche oder künstliche Aufschlüsse, frischgeackerte Felder, Waldrodungen, etc. angewiesen. Ich bin jedoch trotzdem überzeugt, daß die von mir angegebene Zahl von 417 Pegmatitkörpern der Anzahl der in Wirklichkeit auftretenden Pegmatite in der Größenordnung entspricht. Mit Sicherheit aber würde sich das Bild über die Häufungen von Pegmatiten in der M. M., wie es die Karte vermittelt, nicht ändern.

Nun zu der regionalen Verteilung selbst.

Wir finden eine sehr ungleichmäßige Belegungsdichte mit starker Schwerpunktbildung. Völlig pegmatitfreie Gebiete sind allerdings selten. Nur im Nordwestteil der M. M. konnte ich keine Pegmatite finden. Es ist ferner auffällig, daß mit Ausnahme der Augengneise in sämtlichen von GÜMBEL ausgeschiedenen Gesteinen Pegmatite auftreten. Bei einer differenzierteren Gliederung der Gesteine der M. M. als sie GÜMBEL möglich war, stellt sich allerdings heraus, daß einige Gesteinskörper frei von Pegmatiten sind (Geschonte Gneise bei Münchberg, Eklogite und Eklogit-Amphibolite im allgemeinen). Dafür sind andererseits die Pegmatite bevorzugt in Amphibolite eingedrungen. Eine Bindung an bestimmte Nebengesteine ist jedoch nicht vorhanden. Eine Bevorzugung basischer Gesteine seitens der Pegmatite beschreibt gleichfalls BARTH. Allerdings handelt es sich bei ihm um Pegmatite von ganz anderem Chemismus. Die Überbelegung der Amphibolitgebiete der M. M. mit Pegmatiten erklärt sich aus der verschiedenen Festigkeit von Amphibolit und Gneis. Bei der Verformung kam es bevorzugt zu Auflockerungen in den miteinander wechsellagernden Amphiboliten und Gneisen und deren Grenzflächen. In der Grünschieferzone sind jedoch keine Napegmatite mehr vorhanden. Bezeichnenderweise treten sie andererseits im Gneiskeil von Bad Berneck auf, dessen Gesteine denen der M. M. entsprechen.

Betrachten wir nun die mit Pegmatiten überbelegten Bereiche. Sie liegen im Südosten der M. M. im Gebiet zwischen Gefrees und Stammbach, dann weiter im Nordosten östlich von Münchberg bei Weißdorf und schließlich noch weiter nach Nordosten zwischen Oberkotzau und Konradsreuth. Eine kontinuierliche Verbindung zwischen diesen 3 Gebieten in Form von linienartig angeordneten Lagerstätten besteht nicht. Ja selbst innerhalb dieser Bereiche kann man keine Zusammenhänge zwischen den einzelnen Konzentrationsmaxima erkennen. Die Pegmatite weisen also untereinander keine Lagebeziehungen auf. Sie folgen nicht irgendwelchen geologischen Linien (tektonischer, stratigraphischer Art, Gesteinsgrenzen etc.). Wie sind nun die tatsächlich vorhandenen Schwerpunkte zu verstehen?

Man könnte zu ihrer Erklärung einen Granit annehmen, von dem sich die Pegmatite abgespalten haben. Die Pegmatite wären um diesen Granit herum innerhalb einer gewissen Zone zu finden. Das Zutagetreten der Pegmatite wäre

damit abhängig von der Lage des Granits zum heutigen Verlauf der Oberfläche. Voraussetzung für diese Deutung ist, daß man die Pegmatite als abgespalten von einem in der Nähe erstarrten Magma auffaßt.

In diesem Fall ist zu erwarten, daß dieser hypothetische Granit irgendwo innerhalb der M. M. zu Tage tritt. Das ist jedoch nicht der Fall. Sämtliche in der M. M. vorkommende Metagranite oder als Orthogneise anzusprechende Gneise scheiden auf Grund ihrer von den Pegmatiten grundsätzlich verschiedenen Mineralparagenese (stabiler K-Feldspat, Biotit) als Muttergestein aus. Außerdem sind sie älter als die Pegmatite. Man müßte also den erzeugenden Herd in der Tiefe suchen, er ist damit völlig hypothetisch. Es erscheint ferner zweifelhaft, ob überhaupt ein Granit der „Vater“ dieser Pegmatite sein kann, da deren Mineralisation völlig von der normaler Granitpegmatite abweicht.

Nachdem weiter oben schon die Abhängigkeit der einzelnen Pegmatite von der Tektonik ihrer Nebengesteine herausgestellt wurde, ist es naheliegend, die Pegmatitkonzentrationen auch durch besondere tektonische Formung zu erklären (es sei denn, man betrachtet die Schwerpunktbildung als zufällig). Untersucht man in dieser Hinsicht Gesteine aus den mit Pegmatiten überbelegten Gebieten der M. M. und vergleicht sie mit denen der Westhälfte, so ergibt sich, daß erstere stärker b-tektonisch verformt wurden. Diese junge b-tektonische Prägung der Gesteine ist also entscheidend für das Auftreten von Pegmatiten.

Dafür spricht auch, daß Pegmatite bevorzugt den Gneisrahmen von Eklogiten durchschwärmen.

Bei der Durchbewegung der M. M. hat an den starren Eklogitkörpern natürlicherweise ein gewisser Stau der Gneise stattgefunden, die wiederum mit einer intensiven Faltung antworteten. Es ist nun interessant, daß im Rahmen der Eklogite wohl zahlreiche Pegmatite vorkommen, aber größere Lagerstätten fehlen. Die Verformung erfolgte hier offensichtlich zu engräumig.

Wir können eine doppelte Aussage machen:

1. Wo innerhalb der M. M. eine starke Verformung stattfand, sind Pegmatite zu erwarten.
2. Treten in einem bestimmten Gebiet der M. M. viele Pegmatite auf, so wurde dieses stark tektonisch beansprucht.

Regional gesehen können wir also aus der beigefügten Karte eine stärkere Verformung der Osthälfte der M. M. herauslesen. Diese gegenüber der Westhälfte intensivere Durchbewegung wurde bereits von SCHÜLLER erkannt.

Die Mächtigkeit und Größe der einzelnen Pegmatitkörper ist sehr verschieden. Man findet Pegmatite, die als schmale Streifen in der Gneise liegen und nur wenige cm mächtig sind. Andererseits kommen auch linsenförmige Pegmatite vor, die mehr als 10 Meter mächtig sind. Die Längserstreckung der Pegmatite ist schwer zu ermitteln, da sie durch Verwürfe stets stark zerstückelt sind. Den guten Grubenaufschlüssen nach zu schließen, liegt die maximale Längserstreckung eines Pegmatitkörpers bei ungefähr 150 m. Die fortstreichende ursprüngliche Erstreckung in dem bereits abgetragenen Raum bleibt hierbei natürlich unberücksichtigt. Der größte bisher abgebaute Pegmatit (Grube Lübnitz bei Gefrees) lieferte ca. 60 000 t Gut. Diese Tonnenzahl gibt eine Vorstellung davon, daß örtlich nicht unbeträchtliche Pegmatitmassen in der M. M. vorkommen, freilich bleiben die meisten Pegmatite weit unter dieser Größe.

In diesem Zusammenhang noch kurz einige ergänzende Angaben zu der Karte. In der Karte gelangten Pegmatite zur Darstellung, die mindestens eine Maximalmächtigkeit von ca.  $\frac{1}{2}$  m erreichen. Eine weitergehende Unterscheidung der Pegmatite nach ihrer Größe wurde nicht durchgeführt. Es ist daher theoretisch möglich, daß einzelne Maxima der Karte von zahlreichen kleinen Pegmatiten gebildet werden und daß große Pegmatitkörper außerhalb der Maxima liegen.

Die Maxima repräsentieren damit nur bedingt die höchste Massenkonzentration an Pegmatit in dem betreffenden Gebiet. Diese Überlegung besteht zu Recht. Wir finden in der Tat große Pegmatite außerhalb der Maxima. Es ist aber nicht so, daß die Maxima keine große Konzentration an Masse darstellen, denn viele kleine Pegmatite summieren sich auch zu einer großen Masse. Den großen Pegmatiten außerhalb der Maxima kommt somit nur die Bedeutung zu, daß sie ev. neue zusätzliche Maxima bedingen würden, wenn man nicht die Anzahl, sondern die Größe der Pegmatitkörper für die Aufstellung zu Grunde legte. Diese zusätzlichen Maxima kann man leicht gedanklich ergänzen, da die meisten als groß erkennbaren Pegmatite in Gruben abgebaut werden oder wurden. Diese Lagerstätten sind in der Karte mit gesonderter Signatur eingetragen.

Nachdem das Auftreten und die Verbreitung der Pegmatite besprochen sind, sehen wir uns einmal die Pegmatite als Gestein an. Die Pegmatite heben sich in einem größeren Aufschluß durch ihre leuchtend weiße Farbe vom Nebengestein ab. Eine stets vorhandene, unregelmäßige Klüftung zerlegt die Pegmatite in Körper mit nur geringer Verbandsfestigkeit. Bei steilstehenden Wänden springen Ecken und Blöcke vor, so daß die Oberfläche stets sehr unregelmäßig verläuft. Das Gesamtbild eines Pegmatits ist demzufolge massig, ohne erkennbares s-Flächengefüge (vgl. Abb. 12, 13, 14 und Bild 17, 18, 19, Tafel 9 u. 10).

Treten wir näher an den Pegmatit heran, so verschärft sich das Bild einer starken tektonischen (z. T. mylonitischen) Beanspruchung. Klüfte bestimmen bis in Handstück-, ja z. T. Kornbereich das Erscheinungsbild. Die Glimmer wurden verbogen, zerbrochen, oft direkt in ein Häcksel zerlegt (s. Bild 20, Tafel 10).

Die Feldspäte und Quarze sind gleichfalls oft zertrümmert, meist rekristallisiert. Entnimmt man dem Pegmatit ein Handstück, so kann man auf diesem oft eine mehr oder weniger deutliche b-achbiale Striemung beobachten. Man erkennt sie am besten an wenig verbogenen Glimmern, aber auch durch wulstartig hervortretende Quarz-Feldspataggregate ist sie markiert. An Lesesteinen wird das b-Achsengefüge des öfteren durch die Verwitterung herauspräpariert. Zum Nebengestein hin wird das b-achbiale Gefüge deutlicher, und am Kontakt selbst tritt es stets gut in Erscheinung. Zum Kontakt hin ändert sich das Gefüge häufig auch anderweitig, die Korngröße nimmt ab, und der Pegmatit geht schließlich in einen Aplit über. Neben diesen Apliten, die an Pegmatit gebunden sind, treten in der M. M. auch mehrere andere als selbständige Körper auf (s. Kapitel: Apliten).

Mit Feldspat (Plagioklas), Quarz und Glimmer (Muscovit) haben wir schon die Hauptmineralien der Pegmatite genannt. Ihre Verteilung innerhalb der Pegmatite ist meist gleichmäßig. Nur bei Glimmer hat man in einigen Fällen den Eindruck, als ob eine Zunahme zum Nebengestein hin vorhanden wäre. Außerdem treten manchmal glimmer- oder (und) quarzreiche Partien innerhalb der Pegmatitkörper auf, doch ist deren Vorkommen selten und ohne erkennbare

Gesetzmäßigkeit. Es sind muscovitreiche Putzen bzw. Schlieren. Sucht man von der Gangmitte ausgehend zum Kontakt hin eine Mineralabfolge, so findet man keine. Bis auf die schon erwähnte, allerdings nur hin und wieder vorkommende reichlichere Glimmerführung am Kontakt ändern sich die Mengenverhältnisse der Mineralien zueinander in keiner erkennbaren Gesetzmäßigkeit. Dank der guten Grubenaufschlüsse ist es auch möglich, die Lagerstätten auf Teufenunterschiede zu untersuchen. Solche fehlen ebenfalls. Die Mineralführung der Pegmatite ist von der Begrenzung im Hangenden zu der im Liegenden gleichbleibend. Wir finden in gänzlich abgebauten bzw. aufgeschlossenen Pegmatiten nach der Tiefe zu auch keine Übergänge zu Granit oder Aplit. Desgleichen treten keine Verquarzungen auf. Der Pegmatit keilt einfach aus oder schließt sich meistens zu einer Mulde. Irgendwelche Zufuhrkanäle sind nicht zu finden. (Dies bedeutet jedoch nicht unbedingt, daß Zufuhrkanäle primär fehlen müßten. Bei der intensiven Durchbewegung der Pegmatite wäre es denkbar, daß lediglich eine Abscherung derselben stattfand.)

Eine Ausnahme bezüglich der gleichmäßigen Mineralführung wies der Pegmatit der Grube Lübnitz auf. Ungefähr in Gangmitte wurde oberhalb der 11 m Sohle ein Quarzband mit einer mittleren Mächtigkeit von 40 cm angefahren.

Dieses Quarzband umschließt schöne Klinozoisite mit langprismatischer Entwicklung (Kantenlänge bis 8 cm) und teildiomorphen Formen. Das Quarzband ist auf Grund seiner tektonischen Verformung dem Pegmatit altersmäßig gleichzusetzen. Das Auftreten in Gangmitte spricht dafür, daß wir hier die Letztkristallisation des Pegmatits vor uns haben. Der den Kontakt zum Quarz bildende Pegmatit entspricht aber nun wieder in Mineralführung usw. völlig dem in den tieferen Sohlen abgebauten. Auch hier sind keine Teufenunterschiede vorhanden.

Nachdem in der M. M. zahlreiche Quarzgänge vorkommen, ist man versucht, die Quarzgänge oder einen Teil derselben mit den Pegmatiten in genetische Beziehung zu bringen. Dazu ist man um so mehr geneigt, da, wie oben angeführt, ein Quarzband als Letztkristallisation des Pegmatits der Grube Lübnitz anzusprechen ist. Ferner entspricht zum Teil die Bildungszeit einiger Quarzgänge der der Pegmatite. (In der M. M. treten Quarzgänge verschiedenen Alters auf. Spät- bis posttektonische Bildungen sind aufgeschlossen.) Irgendwelche räumliche Zusammenhänge zwischen Pegmatiten und Quarzgängen bestehen jedoch nicht. Weder häufen sich die Quarzgänge bei den Pegmatitkonzentrationen, noch bilden sie einen Hof um sie.

Außer in der Grube Lübnitz kommt **Klinozoisit** auch sonst in einigen Fällen als Nebenmineral im Pegmatit vor. Seine Ausbildung ist wechselnd. Einmal tritt er in ähnlicher Ausbildung wie in dem eben beschriebenen Quarzband auf, dann auch wieder nur als grüner, unregelmäßig begrenzter Putzen oder als Kluffbesteg in feinen Rissen. Außer diesen intensiv grünen Klinozoisiten fand ich in der Grube Witzleshofen Kristalle mit einer stumpfen graugrünen Farbe.

Als weiteren Übergemengteil findet man in den Pegmatiten in einigen seltenen Fällen **Granat**. Eine etwas reichlichere Granatführung ist mir nur von der Grube Rank 500 m südwestlich Bösenack bekannt. Der Granat tritt hier in einem einige m<sup>3</sup> umfassenden Bereich als Nebengemengteil auf. Er ist völlig tektonisch zerdrückt zu einem dunkel braunroten Aggregat von Einzelkörnern. Die Form der Aggregate ist senkrecht b annähernd rundlich ( $\phi$  2—3 cm),

parallel b sind die Aggregate in lange Zeilen (4 bis 6 cm) ausgezogen. Gegenüber den anderen Pegmatitmineralien ist er älter und wird z. T. von diesen verdrängt. Eventuell wurde dieser Granat aus dem Nebengestein übernommen.

Als Seltenheit kommt in den Pegmatiten neben Plagioklas auch **K-Feldspat** vor. Er ist gegenüber dem Albit-Oligoklas fast immer durch eine rosa Farbe ausgezeichnet. Manchmal ist er auch rein weiß; dann ist eine makroskopische Unterscheidung der beiden Feldspäte unmöglich. K-Feldspat ist stets sehr stark tektonisch beansprucht. Auf Fugen und Rissen siedelt sich in ihm Quarz an. Quarz durchzieht ihn auch des öfteren schnurartig und bildet manchmal schriftgranitähnliche Verwachsungsformen. Eine idiomorphe Entwicklung des Mikroklin konnte ich nie beobachten. Sollte sich wirklich einmal primär ein idiomorpher Kristall gebildet haben, so ist er sicherlich tektonisch zerstört worden. Die Korngröße des K-Feldspats ist abhängig von der Zerstückelung, die die einzelnen Individuen erlitten. Die primäre, maximale Korngröße beträgt ca. 10 cm Kantenlänge. Klinozoisit, Granat und K-Feldspat sind so selten, daß sie nicht typisch für die Pegmatite sind. Man kann die Pegmatite etwas schematisierend als ein 3-Phasengestein, bestehend aus Plagioklas, Quarz und Muscovit, auffassen. Diese Hauptgemengteile seien nun näher besprochen.

**Plagioklas** ist gleich dem K-Feldspat so stark tektonisch zerstückelt, daß idiomorphe Ausbildungen fehlen. Die primär vorhandene maximale Korngröße läßt sich nur abschätzen. Sie beträgt wie bei K-Feldspat ca. 10 cm. Der schneeweiße Plagioklas ist die farbgebende Komponente des Pegmatits. Er erscheint als Korn makroskopisch stets ungetrübt. Wenn sich die Klüfte eng scharen, könnte man allerdings glauben, er wäre gelb oder blauschwarz gefärbt. Bei genauem Hinsehen erkennt man jedoch, daß die Färbung auf die Klüfte beschränkt ist.

**Quarz** verheilt Klüfte in Plagioklas. Die Dimension der Klüfte schwankt dabei von Bruchteilen von mm bis cm. Schriftgranitische Verwachsungen wie bei den K-Feldspäten fehlen bei den Plagioklasen. Offene Klüfte in Pegmatit, auf denen es zur Bildung von schönen Quarzkristallen gekommen ist, fehlen im allgemeinen. Bis heute wurde nur auf der Grube Streitau einmal eine solche Klüft angefahren. Da die Grube schon längere Zeit aufgelassen ist, war es mir leider nicht möglich, die Stelle zu besichtigen.

Außer auf Klüften finden wir Quarz vor allem als Zwickelfüllung zwischen den Plagioklasen und Muscoviten. Teilidiomorphe Ausbildung fehlt völlig. Von den Feldspäten unterscheidet ihn der bekannte Fettglanz und sein muschelförmiger Bruch. Irgendwelche Färbungen des Quarzes kommen nicht vor. Größere Kristallindividuen konnte ich nirgends beobachten. Seine maximale Korngröße beträgt ungefähr 2 cm.

In sämtlichen Pegmatiten kommt **Muscovit** vor. Dieser Muscovit unterscheidet sich makroskopisch (mikroskopische Beschreibung siehe weiter unten) etwas von denen anderer Gebiete. Er ist nicht farblos, sondern grün gefärbt. Glimmertafeln ab einer Dicke von 2 mm sind nur mehr schwer durchsichtig und bei noch größerer Dicke werden sie undurchsichtig. Blickt man auf ein solches Glimmerpaket, so erscheint es dunkel, fast schwarz, nicht unähnlich einem Biotit. Randlich, an den Stellen, an denen der Glimmer aufblättert, zeigt er jedoch die typisch silberglänzende Beschaffenheit des Muscovits. Bei genauer Betrachtung besteht so schon makroskopisch kein Zweifel, daß es sich um Musco-

vit handelt. Da er frisch erscheint und keinerlei Spuren einer Verwitterung zeigt, ist es nicht möglich, ihn als ausgebleichten Biotit zu deuten.

Die Basisflächen des Muscovits sind im allgemeinen gut entwickelt. Im übrigen ist er gleich den anderen Mineralien xenomorph. Dank seiner Biegsamkeit kann man im Gegensatz zu den anderen Mineralien noch gut erhaltene „größere“ Individuen finden. Der durchschnittliche Basisdurchmesser der „großen“ Körner schwankt um drei cm. Die größte als Individuum erhaltene Muscovitafel, die ich bekommen konnte, hat einen Durchmesser von 12 cm (parallel 001). Meist jedoch ist die Korngröße viel geringer. Größere Tafeln sind in feinschuppige Aggregate zerfallen; die die Gleitflächen der Pegmatite austapezieren. Bleiben größere Muscovite erhalten, so sind sie meist verbogen. Ähnlich wie bei den anderen Mineralien die primär erreichte maximale Korngröße zu schätzen, ist hier noch schwieriger. Sie dürfte parallel der Basis gemessen ca. 20 cm betragen haben.

## 2. Mikroskopische Beschreibung der Pegmatite und ihr Chemismus

### a. Der Mineralbestand und der Chemismus der Pegmatite

Zu den makroskopisch erkennbaren Mineralien findet man in Dünnschliffen nur wenige Übergemengteile. Zuweilen tritt noch etwas Chlorit, Vermiculit, Titanit, Apatit und Zirkon auf. (Ich beobachtete Zirkon in einem Aplit, den ich als Lesestein, bei Münchberg am Weg nach Straas fand.) Diese Übergemengteile stellen wahrscheinlich gar keine primären Mineralphasen der Pegmatite dar, sondern sind durch das Nebengestein bedingt. Typische Pegmatitminerale wie Phosphate, Turmalin, Lithiumglimmer etc. fehlen völlig. Es wird somit ein scharfer Gegensatz zwischen den Pegmatiten der M. M. und denen des Fichtelgebirges und des Oberpfälzer Waldes augenfällig. Die Fichtelgebirgs-Pegmatite führen im allgemeinen Turmalin, Topas und gelegentlich Beryll, für die Oberpfälzer Pegmatite sind außerdem Phosphatminerale charakteristisch. Dagegen sind die Pegmatite der M. M. durch die Albit-Oligoklas—Quarz—Muscovit-Paragenese gekennzeichnet.

Diese Paragenese ist einheitlich für sämtliche Pegmatite der M. M. Durch das Fehlen des K-Feldspats wird das Na : K-Verhältnis zu Gunsten des Na so verschoben, daß sich ein extremer Chemismus ergibt. Der in einzelnen Pegmatiten sporadisch vorkommende Mikroklin erreicht nie solche Konzentrationen, daß er das Verhältnis merklich beeinflussen könnte. Auch der in der nachfolgenden Analyse nicht mit aufgeführte Muscovit ist mengenmäßig so gering, daß er ebenfalls das Na : K-Verhältnis nicht wesentlich verändert. Da von der Fa. Mandt der Glimmer als Nebenprodukt bei der Aufbereitung gewonnen wird, ist es möglich, repräsentative Durchschnittszahlen anzugeben. Auch wird ständig der freie Quarzgehalt kontrolliert, so daß hier ebenfalls zuverlässige Werte aufgeführt werden können.

Der Muscovitgehalt betrug bei der Grube Lübnitz 4 % (Gewichts-%), Grube Witzleshofen 3—4 %, Grube Bösenack 1 %, Grube Friedmannsdorf 1 %.

Bei einer Abbaumenge von 60 000 t Pegmatit aller Gruben in den letzten 5 Jahren ergab sich eine Durchschnittskonzentration von ~ 2 %. Man sieht, wie unterschiedlich die Glimmerführung der einzelnen Pegmatite ist. Sie steigt in einzelnen Fällen auf das Doppelte des Mittelwertes und sinkt andererseits auf

weniger als die Hälfte herab. Die maximale Konzentration an Glimmer in einem Pegmatitkörper liegt bei höchstens 5 %. Bei diesen Glimmerkonzentrationen handelt es sich um „freien“ Muscovit, der in den Plagioklasen in Form kleiner Schüppchen enthaltene bleibt unberücksichtigt. Dieser spielt mengenmäßig keine Rolle; damit ist auch der auftretende Fehler unbedenklich.

Der Quarzgehalt der abgebauten Pegmatite schwankt um 20 %. Es ist hier allerdings zu bemerken, daß vorwiegend nur quarzarme Pegmatite zum Abbau gelangen. Der durchschnittliche Quarzgehalt liegt demzufolge höher, nämlich bei ungefähr 25 %. Von der Fa. Mandt konnte ich eine zuverlässige Pegmatit-Durchschnittsanalyse erhalten, aus der die chemischen Verhältnisse am besten zu entnehmen sind. Die Analyse wurde umgerechnet auf Mineralbestand, Niggliwerte und Osannwerte. An diesen Werten ist noch eine Korrektur vorzunehmen, da der entzogene Glimmer nicht berücksichtigt ist.

### Pegmatitanalyse von der Grube Lübnitz

	Gewichts-%	Molquotient	Mol-%
SiO <sub>2</sub>	70,32	117,1	76,92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,94	17,6	11,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	0,27	0,18
CaO	1,40	2,49	1,64
MgO	0,16	0,39	0,26
K <sub>2</sub> O	1,50	1,59	1,05
Na <sub>2</sub> O	7,89	12,73	8,37
Glühverlust	0,66		
	100,09	152,17	100,00

Durchschnittsanalyse über 4 Jahre Betriebsdauer für aufbereitetes und gemahlenes Gut. Glimmer und Teile der Accessorien sind entzogen.

### Analyse umgerechnet auf Mineralbestand

	I.	II.	III.
K-Feldspat	6,0 %	8,4 %	8,98 %
Na-Feldspat	66,96 %	66,96 %	66,75 %
Ca-Feldspat	6,56 %	6,56 %	6,96 %
Glimmer	2,75 %		
Quarz	17,41 %	17,33 %	18,25 %
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,18 %	0,18 %	
MgO	0,26 %	0,26 %	
Tonsubstanz		0,51 %	
Tonsubst. + Acc.			1,14 %
Glühverlust			0,66 %
	100,12 %	100,20 %	102,74 %

I. u. II. = Mineralbestand berechnet von W. BAUBERGER. — III. = Mineralbestand berechnet von Herrn Dr. WOLF. — Bei I. wurde der Aluminium-Überschuß auf Glimmer umgerechnet. Der Glimmergehalt ist zu hoch, da ein Teil des Aluminiums auf Tonsubstanz zurückzuführen ist, die dem Pegmatit anhaftet. Die Berechnung von I. und II. erfolgte aus den Molprozenten.

## Osannwerte:

s	= 76,93	a	= 24,57
A	= 9,42	c	= 4,28
C	= 1,64	f	= 1,15
F	= 0,44	k	= 1,27
T	= 0,51	n	= 8,88

## Niggliwerte:

si	= 334,6	alk	= 40,9
al	= 50,3	k	= 0,11
fm	= 1,9	mg	= 0,59
c	= 7,12	c/fm	= 3,72

### b. Mikroskopische Beschreibung der Pegmatitminerale und ihrer Beziehungen zueinander

Das Dünnschliffbild wird beherrscht von den Deformationen, die der Pegmatit passiv erlitt. Die bereits makroskopisch erkennbare starke tektonische Beanspruchung war bis in Korndimensionen wirksam und erfaßte den gesamten Gesteinsbereich.

Große **Plagioklase** wurden am meisten von der Tektonik betroffen. Sie wurden des öfteren völlig granuliert. Die entstandenen Granoklasten sind manchmal gegeneinander verdreht. Die Körner wurden also extern rotiert. Die Granoklasten selbst sind meist undulös und haben verbogene Zwillingslamellen. (Nicht undulöse Körner sind rekristallisiert.) Meist jedoch blieben die Plagioklase als Korn erhalten. Es wurden aber fast alle von der Durchbewegung erfaßt und passiv verformt. Dabei entstand eine Fülle interessanter Deformationsbilder. Die Plagioklase sind verformt und zerdrückt in undulöse, gitterförmig nach dem Periklin- und Albitgesetz verzwillingte Subindividuen. Die Zwillingslamellen der einzelnen Subindividuen verlaufen untereinander nicht geradlinig, sondern stoßen stumpfwinklig aneinander ab. Oft sind die Zwillingslamellen nicht zerbrochen, sondern nur verbogen. Zwischen diesen beiden Möglichkeiten finden sich alle Übergänge. Somit besteht kein scharfer Gegensatz zwischen plastischer Verformung und Kataklase.

Bei der Verbiegung eines Zwillingslamellensystems müssen zwangsläufig in der gemeinsamen Gitterebene der Zwillinge Biegegleitungen stattfinden, wobei eine Gittergerade in dieser Ebene als Biegegleitgerade fungiert. Das bedeutet aber, daß die Plagioklase der Pegmatite bei entsprechender tektonischer Beanspruchung mit Biegegleitung reagierten. Ob gitterfremde Zerschering oder Biegegleitung im Gitter stattfand, war abhängig von der Orientierung des Kornes zum vorhandenen Stressellipsoid. Stattgefundene Biegegleitung, gekuppelt mit einfachen Zwillingschiebungen, ist an einem im Nebengestein eines Pegmatits aufgesproßten Plagioklasporphyroblasten gut zu beobachten (s. Bild 16, Tafel 8).

Der fotografierte Plagioklas schließt randlich Altplagioklase ein, die an ihrer Durchstäubung mit Sericit zu erkennen sind. In dem Plagioklas beobachten wir zwei Zwillingssysteme, Verzwilligung nach dem Periklingesetz (in der Abbildung von links nach rechts verlaufend) und nach dem Albitgesetz. Die Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz sind s-förmig verbogen, wie auf der Abb. gut zu sehen ist. Bei einer Verbiegung von Zwillingslamellen müssen zwangsläufig die Verwachsungsebenen als Biegegleitebenen dienen, um zu einer Biegegleitfalte zu führen, wie sie vorliegt. — Die Verwachsungsebene der Periklinlamellen liegt an-

nähernd parallel dem alten Gneis-s. Längs des alten Gneis-s fanden nach Aufsprossen des Plagioklases noch Bewegungen statt. Von diesen Bewegungen wurde auch der Plagioklas erfaßt. Sie bewirkten längs der Periklinverwachsungsebene ebenfalls eine Verschiebung, die den Anlaß zu der Verbiegung der Albitlamellen gab. Diese kann man als Ausgleichsbewegungen auffassen, da die Verwachsungsebene des Periklinsystems nicht genau parallel dem Gneis-s liegt. Zusammenfassend ergibt sich, daß in diesem Fall die Verwachsungsebenen von Plagioklas-zwillingen als Biegegleitebenen bei tektonischer Beanspruchung dienten.

Manchmal ist nur ein Teil eines Korns zwillingslamelliert. Die beiden Teile sind dann miteinander verzahnt. In einem anderen Fall ist ein Plagioklas in zwei Subindividuen zerfallen, die sich gegenseitig durchdringen. Die Zwillingslamellen der beiden Subindividuen weisen eine leichte Winkeldivergenz auf, sind also etwas gegeneinander verdreht worden. Es liegt hier ein Übergang zwischen Intern- und Externrotation vor (s. Bild 21, Tafel 11).

Auch innerhalb einzelner nicht zerlegter Plagioklaskörner weisen die Zwillingslamellensysteme manchmal Winkeldivergenzen auf. Unverzwilligte Plagioklase kommen fast nicht vor. Oft sind sie nach dem Albit- und Periklingsgesetz zwillingslamelliert.

In einigen besonders günstigen Fällen läßt sich aus dem Bild des deformierten Plagioklases direkt der Beanspruchungsplan ablesen. So wird ein Plagioklas von zwei Scherflächensystemen durchzogen. Dabei ist das eine System von Quarz erfüllt. Das zweite Scherflächensystem zerstört das Korn nicht, sondern bewirkt nur kleine Scherbewegungen innerhalb des Kristalls. Die einzelnen Scherflächen dieses Systems besitzen nur eine geringe Länge, und zwar in der Größenordnung von 2—4 Zwillingslamellen.

Daß tatsächlich scherende Bewegungen stattgefunden haben, ist an den versetzten Zwillingslamellen zu sehen. Die Scherflächen verlaufen nicht geradlinig, sondern unregelmäßig. Der Winkel zwischen den Scherflächen der beiden Systeme schwankt demzufolge (von ca.  $45^{\circ}$ — $130^{\circ}$ ). Versucht man geometrisch den Sinn des Beanspruchungsplanes zu erfassen, so kommt man auf eine Längung oder bei umgekehrt verlaufener Bewegung auf eine Verkürzung des Plagioklaskorns. Da der Schliff parallel B des Gesteins angefertigt wurde, entspricht das einem B senkrecht B'Plan.

Während oder am Anfang der Durchbewegung war Plagioklas noch stabil, denn es findet nicht nur Rekristallisation, sondern auch Neubildung von Kristallen statt. Man kann hin und wieder beobachten, daß sich auf tektonisch bedingter Grenzfläche kleine Plagioklaskörner bildeten, die die Altplagioklase korrosiv angreifen. Solche Verdrängungsstrukturen zwischen Plagioklasen kann man nicht selten beobachten. Dabei ist aber der Chemismus der Plagioklase gleich. Die Instabilität mancher Plagioklase wurde also nicht durch Konzentrationsänderungen der Lösung hervorgerufen. Es handelt sich um eine Ausmerzung von Kristallen, die zum tektonischen Kräftefeld ungünstig orientiert oder im Gitter beschädigt waren.

Die Zusammensetzung der Plagioklase ist konstant. Es sind Albit-Oligoklase mit ca. 8% Anorthit. Die Kristalle sind einheitlich, Zonarbau fehlt.

Wie beschrieben kommen in einigen Pegmatiten Klinozoisite vor. Bei diesen Pegmatiten wäre die  $Ca^{++}$ -Konzentration hoch genug gewesen, um intermediäre bis basische Plagioklase zu bilden. Daß trotzdem Albit-Oligoklas kristallisierte, muß demzufolge physikalische Ursachen haben. Da bekannt ist, daß sich bei

niedrigen Temperaturen fast reine Albite bilden und überschüssiges Ca in anderen Mineralphasen gebunden wird, deuten unsere saueren Plagioklase ebenfalls auf niedrige Temperaturen hin. Charakteristisch für die Plagioklase ist ihre Trübung durch Erz (? Hämatit) und überwiegend Muscovit. In ihrem Aussehen erinnern sie oft an die „Gefüllten Feldspäte“ der Alpen. Die gleiche Erscheinung weisen übrigens auch die Plagioklase der anderen Gesteine der M. M. auf (siehe auch Abschnitt Metagranodiorit!).

Unregelmäßige, wolkige oder auch homogene Verteilung ist viel weniger häufig als orientierte oder gesetzmäßige. Manchmal ist das Erz streifenförmig parallel den Zwillingslamellen angereichert. Bei einem ähnlichen Bild ist das Erz parallel den Spaltrissen angeordnet. In einem Fall ist ein Zwillingssystem erfüllt von Einschlüssen, während das andere frei davon ist. Oft treten Trübungen verstärkt am Kontakt zu fremden Mineralphasen wie Klinozoisit auf. Manchmal sind die Grenzflächen stärker durchstäubt als die Kerne, doch auch umgekehrte Fälle kommen vor. Des öfteren erscheinen die Einschlüsse in tektonisch beanspruchten Zonen gehäuft.

Man gewinnt so die Vorstellung, daß die Trübung der Plagioklase sekundär erfolgte, ausgehend von Grenzflächen jeder Art, und in verstärktem Maße längs ausgezeichneter Zonen, wie Klüften, Berührungsfächen zweier verschiedener Mineralphasen etc. Es handelt sich hier um eine Regel und kein Gesetz, da auch Ausnahmen vorkommen, wie oben beschrieben. Die „Füllung“ der Plagioklase betrifft nicht nur die der vordiapthoritischen Generation, sondern auch die jungen Albit-Oligoklase der Gneise und der Pegmatite. Letztere sind aber stets weniger getrübt als die Plagioklase des Altbestandes (vgl. Kapitel Diaphthorese, Abschnitt Plagioklas).

Die starke tektonische Beanspruchung mit der dabei erfolgten Zerstörung von Plagioklaskristallen wird durch eine weitgehende Rekristallisation etwas ausgeglichen. Die rekristallisierten Körner sind fast oder überhaupt ganz frei von Einschlüssen (Autokatharsis) (vgl. Bild 22, Tafel 11). Manchmal ist ein Korn nur zum Teil rekristallisiert. So erweist sich unter Umständen eine Zone des Kristalls frei von Einschlüssen; während die übrigen Teile stark getrübt erscheinen. Manchmal durchsetzen auch rekristallisierte Streifen ein Korn, die sich durch fehlende Durchstäubung mit Erz scharf abheben. Solche rekristallisierte Zonen sind allerdings oft etwas anders optisch orientiert als das ursprüngliche Korn. Diese Erscheinung leitet über zu Überindividuen, die sich aus unterschiedlich getrühten Subindividuen aufbauen. In der Art des Auftretens als Einschluß in Plagioklas entsprechen sich Erz und Hellglimmer; in der Korngröße aber sind sie verschieden. Während Erz nur staubförmig Plagioklas füllt, schwankt die Korngröße des Hellglimmers von feinschuppig sericitisch bis zu gut ausgebildeten Muscovitleisten.

Zwischen Plagioklas kristallisierte Quarz zum Teil als Zwickelfüllung. Er ist immer xenomorph entwickelt. Von der Durchbewegung wurde er ebenfalls erfaßt. Die Quarzkörner sind daher fast ausnahmslos undulös. Oft wurden sie granuliert und in Subindividuen zerlegt, die rekristallisiert ein verzahntes Gefüge bilden. In einigen, allerdings seltenen Fällen weisen die Quarze die „Böhmische Streifung“ auf. Die Tektonik prägt im allgemeinen die Form der Kristalle, sowohl der Plagioklase wie der Quarze. Die Individuen sind verzerrt, verbogen und granoklastisch.

Die Quarzblastese überdauert die Plagioklasbildung. Demzufolge greift Quarz korrodierend Plagioklase an. Längs Scherrissen, Mylonitbahnen und undulösen Zonen wandern in der Regel Quarze verdrängend ein. Scherflächen werden korrosiv erweitert, Klüfte in Plagioklas durch Quarz verheilt (s. Bild 22, Tafel 11).

Zu Bild 22. Die Kluft innerhalb des Plagioklases ist durch Quarz verheilt. Die Quarz-c-Achsen stehen hierbei senkrecht auf 010 des Plagioklases. Da die verheilte Kluft eine Scherzone ist, belegen die Quarz-c-Achsen, bezogen auf die Kluftwand, ein Maximum, das zwischen a (der Bewegungsrichtung) und c (dem Pol auf der Wand) liegt. Eine Regelung dieser Art findet man bei durchbewegten Quarzmyloniten häufig. — Man kann die Orientierung der Quarze noch anders deuten, indem man 010 des Plagioklases als Blastetrix auffaßt. — Längs der Kluft ist der Plagioklas in einer schmalen Zone rekristallisiert, wie man an den nicht ganz bis zur Kluft durchsetzenden Zwillingslamellen erkennt. Die rekristallisierte Zone ist gegenüber dem umgebenden Plagioklas weniger durch Erz und Sericit getrübt.

Bei granoklastischen Plagioklasen ist stets ein Teil der Subindividuen völlig von Quarz verdrängt, so daß jetzt ein Plagioklas-Quarz-Granulat vorliegt. Die Korngrenzen zwischen Plagioklas und Quarz sind vielgestaltig. Neben einem Pflastergefüge kommen vor allem Reaktionsgefüge vor. Die Individuen sind miteinander verzahnt.

Die oben beschriebenen Zerscherungen, Mylonitisierungen, etc. können theoretisch einem oder mehreren Deformationsplänen entsprechen. Diesen Deformationsplan, bzw. die -pläne aus dem Dünnschliffbild abzulesen, ist nicht möglich, denn nur selten kann man von Scherflächensystemen sprechen, d. h. von annähernd parallel verlaufenden Scherflächen. Bedingt durch die Inhomogenität der Körner findet ständig ein Wechsel der Scherflächenrichtungen statt. Bei einem feinkörnigen Gestein kann man statistisch die Hauptrichtungen ermitteln und damit die Inhomogenitätserscheinungen weitgehend ausschalten. Wollte man bei den Pegmatiten in gleicher Weise vorgehen, so müßte man Dünnschliffe anfertigen, die den Korndimensionen der Pegmatite angepaßt sind, was technisch unmöglich ist. Auf das grobe Korn ist es auch zurückzuführen, daß im Schliff keine s-Flächen erkennbar sind.

**Muscovit** ist gegenüber Plagioklas und Quarz weniger erkennbar tektonisch beansprucht. Die Muscovite entwickeln ihre Basisflächen gut und setzen sie gegenüber anderen Gefügegenossen durch. Mitunter sind sie leicht verbogen, manchmal auch zerbrochen. Muscovit liegt häufig zwischen den Plagioklas- und Quarzkörnern. Längs Scherflächen und granulierten Zonen wandert er manchmal in Plagioklas ein. Eigenartig ist zuweilen seine Wachstumsform in Form gedrehter, lang gestreckter Aggregate. Die Spaltrisse treten des öfteren übernormal scharf hervor, was durch eine Anreicherung von Erz (? Hämatit) parallel den Spaltflächen hervorgerufen wird. Die Korngröße des Erzes kann bis zu submikroskopischer Größe absinken.

Betrachtet man die Muscovite in parallelem Licht oder auch ohne Nicol, so erscheinen sie vollkommen gleich. Schaltet man aber den Kondensor ein und beobachtet das Achsenbild, so findet man neben normal zweiachsigen Muscoviten auch scheinbar einachsige.

Es ist das dieselbe Erscheinung wie bei den Muscoviten der Diaphthorese. Genau so wenig wie dort ist ein Gesetz oder eine Regel zu erkennen, wann der eine oder der andere kristallisiert.

Dieser scheinbar einachsige Muscovit wurde bisher kaum in der Literatur erwähnt. Wo er beschrieben ist, wird er entweder als ausgebleichter Biotit oder als farbloser Magnesiaglimmer bezeichnet. Diese Deutung ist unrichtig. Es handelt sich einwandfrei um Muscovit, der sich gegenüber normalen Muscoviten allerdings durch etwas erhöhten Mg-Gehalt auszeichnet.

Von Herrn NEY am Mineralogischen Institut der Techn. Hochschule in München wurde ein Gemisch der beiden Glimmer analysiert.

Die Analyse ergab:

SiO <sub>2</sub>	46,33 %	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,65 %	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,65 %	
TiO <sub>2</sub>	0,20 %	
MgO	1,24 %	
BaO	0,50 %	
K <sub>2</sub> O	9,50 %	
Na <sub>2</sub> O	1,01 %	
H <sub>2</sub> O	4,62 %	Kristallwasser
	0,37 %	Strukturwasser
100,07 %		

Der Achsenwinkel des Muscovits schwankt beträchtlich. Eine Vermessung von 20 Individuen ergab einen Mittelwert von  $2 V_x = 32^\circ$ . Die Extremwerte liegen bei  $12^\circ$  und  $47^\circ$  (s. Diagr. Abb. 15!). Die Achsenwinkel wurden größtenteils mit Hilfe der Mallard'schen Formel bestimmt, denn eine Vermessung im U-Tisch ist schwierig und ungenau, da die Kristalle wellig verbogen sind. Um zu entscheiden, ob nicht auch l-achsige Individuen vorkommen, wurden über 100 Muscovitspaltpfättchen durchgemustert. Sie waren alle zweiachsig.

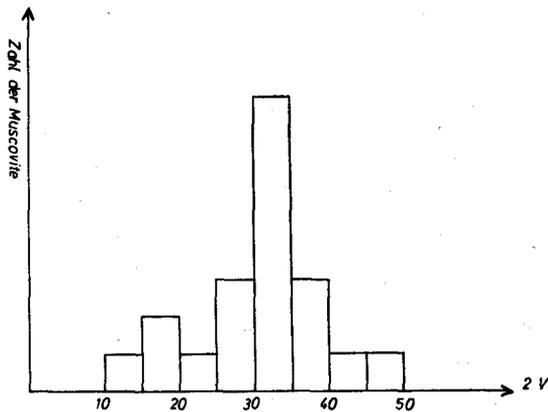


Abb. 15. Achsenwinkeldiagramm von 20 Muscoviten.

Die Lichtbrechung des Muscovits bestimmte freundlicherweise Herr Dr. DACHS vom Mineralogischen Institut der Universität München. Sie beträgt:

$$n_x = 1,571, \quad n_y = 1,607, \quad n_z = 1,6115.$$

$$n_z - n_x = 0,0405.$$

Diese Werte unterscheiden sich etwas von denen, die ERDMANNSDÖRFFER an einem Muscovit der Weißensteiner Pegmatite bestimmte. Nach ihm betrug  $2 E = 68 - 70^\circ$ . Der von ihm ermittelte Minimalwert war  $2 E = 16^\circ$ .

Die Lichtbrechung bestimmte er mit:

$$n_y \text{ u. } n_z > 1,582 < 1,585.$$

Einen ähnlichen Glimmer beschreibt FIEDLER von einem Eklogit aus dem Erzgebirge. Er deutet ihn als einen ursprünglich etwas eisenhaltigen und jetzt entfärbten Phlogopit. Dieser Glimmer ist fast einachsig negativ,  $n_z = 1,59$ ,  $n_y = 1,58$ .

Klinozoisit-Epidot, Chlorit und Vermiculit kommen hie und da vor. Ihre Wachstumsformen, Verdrängungserscheinungen etc. sind die gleichen wie sie bei den Resorptionsschlieren von WITZLESHOFEN weiter unten beschrieben werden (vgl. S. 55).

Nur Klinozoisit-Epidot möchte ich herausgreifen und einige spezielle Beobachtungen mitteilen. Ein Pegmatitlesestein wird von zahlreichen Fugen durchzogen, auf denen ein grasgrüner Klinozoisit-Epidot auskristallisierte. Bei der Durchmusterung des Dünnschliffes findet man nicht nur auf Klüften Klinozoisit, sondern auch in Plagiokas eingeschlossen. Diese Klinozoisite sind weitgehend von Plagioklas korrodiert und verdrängt. Aber auch die als Kluffüllung auftretenden Klinozoisit-Epidote werden von Plagioklas verdrängt. Die Strukturen sind dabei nicht etwa umgekehrt deutbar, wie an mehreren Stellen deutlich zu sehen ist. In den größeren Epidotaggregaten kommen feinste Rutilnadelchen in Gestalt eines Sagenitgitters vor. Dadurch erscheinen die Körner stark getrübt. Am Rand der Aggregate, wo der Epidot durch Plagioklas verdrängt wird, verschwindet der Rutil. An seiner Stelle entstehen kleine Titanitkörner.

Der Chemismus der Klinozoisit-Epidote ist sehr wechselnd. Eisenreiche Kerne werden von fast reinen Klinozoisiten umwachsen. Auch gegenseitiges Durchdringen von verschieden stark doppelbrechenden Partien, die ein Individuum bilden, kommt vor.

Ein sehr seltener Gemengteil in den Pegmatiten ist K-Feldspat. Von den vielen Pegmatitgruben der Fa. Mandt führten bisher nur die Vorkommen von Seulbitz und Bösenack etwas Mikroklin. Er tritt auch in diesen Gruben in so geringer Menge auf, daß er technisch keine Rolle spielt und daher bislang übersehen wurde. In Lesesteinen findet man ebenfalls nur sehr selten K-Feldspat. ERDMANNSDÖRFFER betont bereits dieses Fehlen von K-Feldspat in den Pegmatiten vom Weißenstein. Er fand weder im Präparat noch beim Zentrifugieren einer Probe auch nur Spuren von K-Feldspat.

Der Kalifeldspat ist makroskopisch gegenüber dem Plagioklas durch eine rosa Farbe ausgezeichnet. Diese Färbung geht, wie man mikroskopisch erkennt, auf eine sehr starke Durchstäubung mit Erz (? Hämatit) zurück. Dafür fehlt die Füllung mit Muscovit, bzw. Sericit, oder sie ist sehr schwach. Nur einmal beobachtete ich eine etwas reichlichere Führung von Hellglimmer. In diesem Fall sind Erz und Glimmer streifenförmig angeordnet und schließen sich gegenseitig aus. Von der Durchbewegung wurde K-Feldspat stark betroffen. Er wurde zerschert und oft völlig granuliert. Auf den entstandenen Fugen wuchsen verdrängend Quarz und Plagioklas, gelegentlich auch feinschuppiger Muscovit.

Die Mineralführung der Klüfte im K-Feldspat ist häufig ganz verschieden. Einige wurden vorwiegend von Plagioklas verheilt, andere von Quarz. Die Klüfte wurden von den aufsprossenden Quarzen und Plagioklasen korrosiv erweitert. In diesen schwimmt dann öfters noch relikttischer, inselartig erhaltener Mikroklin, der mit den angrenzenden größeren Bruchstücken optisch gleich orientiert ist. Bei einem Zerfall des K-Feldspats in ein granoklastisches, meist verzahntes Kornaggregat, wurde ein Teil der Mikroklinkörner durch Quarz oder Plagioklas ersetzt.

Bezeichnend für die Mikrokline ist, daß sie sehr stark von Perthit durchsetzt werden. Es handelt sich um Band- und Flächenperthite. Die einzelnen Perthit-Plagioklaskörner sind innerhalb eines Wirtskristalls (Mikroklin) gleich orientiert. Ihre optische Orientierung richtet sich demzufolge nach dem Kristallbau des K-Feldspats. Größere Perthite sind oft zwillingslamelliert. Die Zwillingslamellen stehen dabei senkrecht auf den umschließenden K-Feldspatwänden.

Zwischen den Perthiten und Plagioklasen der Kluffüllung besteht häufig ein direkter Zusammenhang, da Körner der korrosiv erweiterten Kluffüllung mit dem Perthit gleich orientiert sind.

Man kann dieses Bild verschieden deuten:

1. Der Plagioklas wucherte von der Kluff ausgehend in den K-Feldspat hinein.
2. Perthit wuchs vom K-Feldspat ausgehend in die Kluff hinein.
3. Perthit war vorhanden und wurde von der Kluffüllung übernommen, während der umgebende K-Feldspat weggelöst wurde.

Bei 1. ist Perthit jünger als die Kluff, bei 2. und 3. ist Perthit älter als die Kluff.

Für einen Teil der Perthite läßt sich einwandfrei ein jüngeres Alter als das der Kluffanlage feststellen. In Hauptbeanspruchungszonen und auf feinen Rissen von K-Feldspat wächst perthitischer Plagioklas. Diese Risse entsprechen dem externen Klüftungss, gehen also auf denselben Deformationsplan zurück. Der Perthit seinerseits ist in Ausbildung, Orientierung usw. den oben beschriebenen völlig analog. Man muß hier annehmen, daß der gegenüber K-Feldspat jüngere Perthit sich auf Kosten des ersteren gebildet hat. Für diese Deutung spricht auch, daß der Perthitanteil in den K-Feldspäten oft so hoch ist (bis zu 50 %), daß man ihn nicht mehr als Entmischungsprodukt deuten kann.

Das K : Na-Verhältnis im K-Feldspat ist von der Temperatur abhängig. Nur bei hohen Kristallisationstemperaturen vermögen sich Mischkristalle mit wesentlicher Albit-Komponente zu bilden, bei niedriger Temperatur fast nur reiner K-Feldspat. Auf Grund der Bildungstemperatur der Pegmatite wären  $\pm$  reine K-Feldspäte zu erwarten. Aber selbst bei hohen Bildungstemperaturen wäre der Na-Gehalt zu hoch. Schon aus diesem Grund muß eine spätere verdrängende Einwanderung von Na angenommen werden.

Diese Feststellung schließt nicht aus, daß primär auch Entmischungperthite vorhanden waren. Durch die tektonische Überprägung in Verbindung mit dem Instabilwerden des K-Feldspats wurden sicherlich eventuell vorhandene Entmischungperthite so umgestaltet, daß sie heute nicht mehr als primäre Perthite kenntlich sind.

Die Verdrängung des K-Feldspats durch Plagioklas erfolgte nicht nur längs Klüften, Scherbahnen und durch die Bildung von Flächenperthiten, sondern

auch direkt an der Berührungsfläche zweier Körner unter Ausbildung mobilkonturierter Grenzflächen. Die Verdrängung des Mikroklin ist dabei meist einwandfrei zu erkennen.

So bildet der Albit-Oligoklas vom Bild 23, Tafel 12 ein Reaktionsgefüge mit Mikroklin (auf dem Bild in Dunkelstellung), der stark mit Erz durchstäubt ist und von Perthit durchsetzt wird. Der Plagioklas wucherte verdrängend in den Mikroklin ein. Dabei isolierte er Bruchstücke des K-Feldspats und hat sie umwachsen. Die Korngrenze Plagioklas-Mikroklin verläuft unregelmäßig buchtig oder folgt den Spaltrissen des K-Feldspats. Bemerkenswert an dieser Abb. ist, daß „Auslieger“ von Großkörnern ganz verschiedener Entstehung zu sehen sind: a) Reste des dunkelgestellten K-Feldspats in Albit-Oligoklas und b) isolierte, von K-Feldspat rings umgebene Zungen des Albit-Oligoklases. An Hand der in Plagioklas erhaltenen Perthitbänder einen Nachweis zu erbringen, daß Plagioklas die verdrängende Phase ist, ist hier nicht möglich. Der Albit-Oligoklas und der Perthit sind fast gleich orientiert, so daß die Perthitsubstanz mit zum Aufbau der neuen Mineralphase dienen konnte. Daß tatsächlich Plagioklas K-Feldspat verdrängt, läßt sich aus folgenden Kriterien ableiten:

- a) Um den Altplagioklas ist ein jüngerer Anwachsstreifen zu erkennen (geringere bis fehlende Trübung durch Sericit), in dem die Mikroklinreste liegen.
- b) Während die „Auslieger“ des K-Feldspats Grenzflächen aufweisen, die den Spaltrissen parallel gehen (idiomorph sind), wird die Form der „Auslieger“ des Plagioklaskorns durch den Verlauf der Spaltrisse des K-Feldspats diktiert. Sie sind pseudomorph nach K-Feldspat. Bezeichnend ist auch die Form der Grenzfläche zwischen den beiden Großkörnern. Sie ist in bezug auf den Plagioklas konvex-bogig, in bezug auf den K-Feldspat konkav.

Es ist auffällig, daß die Albite der Perthitbänder nicht oder nur schwach mit Erz durchstäubt sind. Die Plagioklasgroßkörner sind ebenfalls fast frei von Erz. An dessen Stelle tritt Muscovit. (In einigen porphyrischen Plagioklasen findet sich etwas Erz. Das Erz ist dann meist gesetzmäßig angeordnet in Zeilen parallel 010 und nicht wolkig diffus wie in K-Feldspat. Vor allem aber ist die Menge der Erzeinschlüsse im Plagioklas bedeutend geringer.)

Wir können diese Erscheinung verschieden deuten: Entweder erfolgte die Trübung nach bereits abgeschlossener Plagioklasblastese und erfaßte selektiv den K-Feldspat, oder das Erz war bei der Verdrängung des K-Feldspats bereits vorhanden und ging in Lösung. (Eine Anreicherung von Erz auf Korngrenzen beobachtete ich nicht.) Für letztere Deutung spricht, daß zusammen mit K-Feldspat Klinozoisit-Epidot und mitunter auch (oder an Stelle des Klinozoisits) Vermiculit vorkommt. In diesen Mineralien könnte das in Lösung gegangene Erz gebunden sein. Das wäre zugleich eine Erklärung für das Vorkommen dieser Mineralien, die, wie oben beschrieben, seltene Gefügegenossen sind. Der Klinozoisit ist stets außerhalb des K-Feldspats, von Plagioklas dagegen wird er manchmal eingeschlossen. Er ist also jünger als der K-Feldspat und ungefähr gleich alt wie der Plagioklas.

Interessant sind die Verdrängungsgefüge K-Feldspat-Quarz. Der Quarz siedelt sich nicht nur verdrängend auf Klüften an, sondern wuchert auch oft in den Mikroklin hinein. Dabei entstehen gerne schriftgranitische Figuren. Neben diesen sekundären, schriftgranitischen Verwachsungen scheinen auch primäre, nicht durch Verdrängung entstandene aufzutreten. So konnte ich einmal nachfolgendes Bild beobachten:

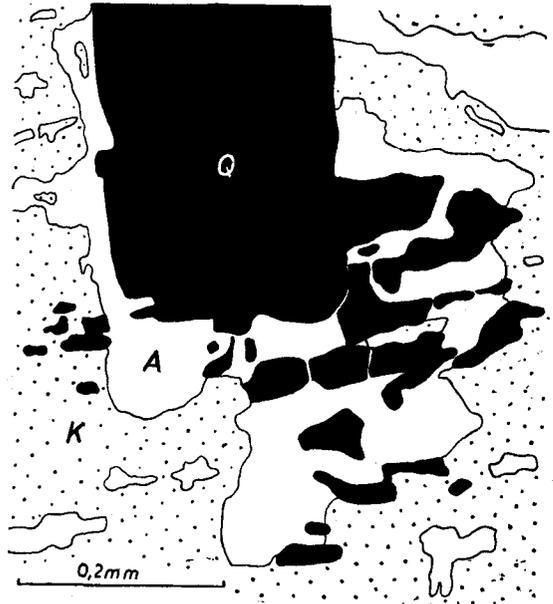


Abb. 16. Pegmatit von der Grube Rank, Bösenack bei Gefrees. Q = Quarz, A = Albit, K = Mikroklin.

In einem großen K-Feldspat liegt isoliert ein großer, schriftgranitischer Quarz. An dem einen gezeichneten Ende ist er nicht geradlinig begrenzt, sondern bildet eine perthitähnliche Verwachsung mit Plagioklas. Solche Verwachsungsformen sind bekannt zwischen Albit und K-Feldspat, aber nicht zwischen Quarz und Feldspat. Denkt man sich in der Zeichnung den Quarz-Perthit durch K-Feldspat ersetzt, so resultiert ein vom Rand bis zum Kern reichlich mit Perthit durchsetzter K-Feldspat, der in seinem Innern einen schriftgranitischen Quarz enthält (ein Bild, wie es im Schliff mehrmals zu beobachten ist). Man kann daher annehmen, daß der Quarz pseudomorph nach K-Feldspat ist und diesen verdrängt hat. Der Plagioklas blieb dabei erhalten. „Quarz-Perthit“ und „Schriftgranit-Quarz“ sind optisch gleich orientiert, obwohl sie in keinem räumlichen Zusammenhang zueinander stehen. Der schriftgranitische Quarz setzt scharf durch das Perthitgefüge hindurch. Wenn er jünger ist als der Perthit, muß von ihm sowohl K-Feldspat wie Plagioklas verdrängt worden sein. Daß aber von Quarz gleicher Orientierung sowohl ein K-Feldspat mit dem in ihm enthaltenen Perthit verdrängt wird, als auch eine selektive Verdrängung desselben Perthits stattfindet, ist schwer verständlich. Ich nehme daher an, daß der „Perthit-Quarz“ und der „Schriftgranit-Quarz“ verschieden alt sind. Das Bild würde dann folgendermaßen erklärt: Es lag zunächst ein K-Feldspat schriftgranitisch verwachsen mit Quarz vor. Da dieser Quarz völlig in K-Feldspat eingeschlossen ist, halte ich es für wahrscheinlich, daß er zusammen mit dem K-Feldspat kristallisierte und sich nicht später bildete. In einer zweiten Phase erfolgte eine Perthitisierung des K-Feldspats. Darauf folgend begann eine Quarzblastese, ausgehend von dem bereits vorhandenen großen Quarzkristall. Bei diesem Aufspalten des Quarzes wurde nur der K-Feldspat abgebaut, während der Plagioklas erhalten blieb.

Man kann das Bild auch anders erklären. Als erste Bildung entstand eine schriftgranitische Quarz-Feldspatverwachsung. Der K-Feldspat entmischte Albitsubstanz, und es entstand ein Entmischungperthit. Nach erfolgter Perthitbildung verdrängte Quarz den Plagioklasanteil des Perthits und nicht den K-Feldspat. In der jüngsten Phase würde dann Albit verdrängend den K-Feldspat angreifen. Für diese Erklärung spricht, daß Quarz sowohl mit Mikroklin wie mit Albit perthitisch verwachsen ist. Für beide Erklärungen ist jedoch die Annahme einer primären schriftgranitischen Verwachsung erforderlich.

### 3. Die Aplite

Die Randpartien der Pegmatite können, aber müssen nicht aplitisch entwickelt sein. Meist ist der Pegmatit sogar bis zum Kontakt hin gleichmäßig großkörnig ausgebildet. Aplite als selbständige geologische Körper kommen ebenfalls vor. Sie sind aber relativ selten gegenüber den Pegmatiten. Ihr Verbreitungsgebiet ist das gleiche wie das der Pegmatite. Lagerung, tektonische Prägung etc. sind ebenfalls gleich (vgl. Kap. Pegmatite).

Die Aplite sind gleich alt mit dem Pegmatit. Ein Durchsetzen von Aplite im Pegmatit auf Klüften wurde nicht beobachtet. Die Platznahme erfolgte auf die gleiche Art wie bei den Pegmatiten. Sie sind Hohlräumfüllungen. Unterschiede gegenüber den Pegmatiten bestehen in der quantitativen Mineralzusammensetzung. Die Aplite enthalten in der Regel reichlicher Muscovit. Des öfteren kommen auch Klinozoisit, Chlorit und Vermiculit vor. Die Führung dieser Neben- bis Übergangsteile ist aber innerhalb der einzelnen Aplite starken Schwankungen unterworfen. Die Mineralparagenese ist die gleiche wie die der Pegmatite. Entsprechend sind auch die Reaktionsbeziehungen und Verdrängungsstrukturen die nämlichen. Als Unterschiede gegenüber den Pegmatiten ergeben sich nur eine reichlichere Muscovit- und Klinozoisitführung und geringere Korngröße. Letztere wirkt sich stark im Gefüge aus. So ändert sich nicht nur die Struktur, sondern auch die Textur. Stets ist bei den Apliten ein gutes s-Flächengefüge erkennbar, an Hand dessen man fast immer schöne Faltenstrukturen beobachten kann. Neben größeren Falten findet man auch häufig solche im cm-Bereich, meist kombinierte Biege-Scherfalten. Selbst im Dünnschliffbereich sind noch manchmal (allerdings undeutlich) Faltenbögen an der Regelung der Muscovite zu beobachten. Dementsprechend ist auf s stets eine deutliche b-achsiale Striemung zu sehen.

Manchmal findet man in den Apliten aus dem Nebengestein aufgenommene Mineralien, wie Granat. Diese Erscheinung leitet über zu den im nächsten Kapitel behandelten Resorptions- und Kontakterscheinungen.

### 4. Resorptions- und Kontakterscheinungen der Pegmatite

#### a. Resorptionserscheinungen

Die Pegmatite sind, wie oben ausgeführt, in tektonisch sich öffnende Hohlräume eingedrungen. Ihre Platznahme erfolgte demnach nicht verdrängend, sondern mehr passiv. Manchmal jedoch treten die Pegmatite auch verdrängend auf und assimilieren Teile des Nebengesteins, wie in einigen seltenen Fällen zu sehen ist. So traten im Pegmatit der Grube Witzleshofen muscovitreiche Partien auf. Sie waren dem Pegmatit in seiner normalen Ausbildung eingeschlichtet. Durch die Wechsellagerung wurden undeutliche, enggepreßte Falten gezeichnet. Die glimmerreichen Partien selbst waren ebenfalls nicht einheitlich, sondern durch Pegmatit injiziert. Das Gestein bekam dadurch das Aussehen eines pegmatitisch injizierten Orthogneises (die Glimmer sind makroskopisch streng parallel einer s-Fläche geregelt). Durch Zunahme des pegmatitischen Materials gehen die Schlieren ganz allmählich in Pegmatit über. Das Auftreten dieser glimmerreichen Partien war auf eine Zone von 2—3 m Ganglänge beschränkt.

Untersucht man diese Schlieren unter dem Mikroskop, so findet man neben Quarz und Plagioklas reichlich Muscovit, Chlorit, Vermiculit, Klinozoisit, Rutil,

Titanit, Apatit und Granat. Die Chlorite sind zum Teil pseudomorph nach Hornblende entwickelt, und man findet in einigen Chloritaggregaten noch die typischen Spaltrisse von Hornblende erhalten. Der Granat ist metastabil erhalten, wird aber auch korrosiv angegriffen von Chlorit und Klinozoisit. Als Altbestandteile der Schlieren ergeben sich somit Granat, Rutil und Hornblende. Da das Nebengestein ein gebänderter Granat-Amphibolit ist, darf man annehmen, daß die Schlieren auf einen assimilierten Granat-Amphibolit zurückgehen. Dafür spricht auch, daß im Nebengestein die Hornblenden in gleicher Weise chloritisiert wurden.

Es wäre nun interessant, die quantitativen chemischen Änderungen zu verfolgen, die einmal den Amphibolit in seiner Rolle als Nebengestein betroffen haben, und dann weiter die Assimilationsvorgänge zu erfassen. Das ist aber leider nicht möglich, da der Amphibolit schon so weit verändert ist, daß die ursprüngliche chemische Zusammensetzung nicht mehr zu ermitteln ist. Man geht aber sicher nicht fehl, wenn man dafür einen Chemismus annimmt, wie er ganz allgemein Granatamphiboliten zukommt.

Dagegen lassen sich die quantitativen mineralogischen und damit chemischen Unterschiede innerhalb der muscovitreichen Schlieren durch zwei Integrationen überblicken.

Es wurde die Glimmer-, Chlorit- und Klinozoisit-reichste Partie (Integration I) und ein Schriff, der der Durchschnittszusammensetzung der schlierigen Partie entspricht (Integration II) vermessen. Die beiden Integrationen sind nachfolgend angeführt.

	Integration I	Integration II	
Muscovit	194,12	36,03	Dazu kommt noch etwas Granat und akzessorisch Apatit, Rutil und Erz.
Quarz	195,43	160,11	
Klinozoisit	71,87	13,26	
Plagioklas	47,80	231,57	
Chlorit	33,24	3,87	
Titanit	3,67	2,00	
Gesamtlänge	546,13	446,84	

Integrationen umgerechnet auf Volumprozent:

	Integration I	Integration II
Muscovit	35,54 %	8,065 %
Quarz	35,78 %	35,840 %
Klinozoisit	13,16 %	2,967 %
Plagioklas	8,751 %	51,820 %
Chlorit	6,087 %	0,866 %
Titanit	0,672 %	0,447 %
	99,990 %	100,005 %

Vergleicht man die Integrationsergebnisse mit der Pegmatitanalyse (s. weiter oben), so sieht man, daß in chemischer Hinsicht tatsächlich die Schliere eine gewisse Mittelstellung zwischen Pegmatit und Granatamphibolit einnimmt. Auf-

fällig ist, daß die Schliere in sich so inhomogen ist, wie aus den beiden Integrationsergebnissen zu entnehmen ist.

Man kann diese Erscheinung verschieden deuten. Entweder wurde der Granatamphibolit in verschiedenem Ausmaß von Pegmatit injiziert, oder es erfolgte weniger eine Injektion als vielmehr eine Verdrängung der Hornblende mit Wegfuhr der basischen Ionen. Nun läßt sich interessanterweise im Dünnschliff feststellen, daß auch die neugebildeten Mineralphasen, Chlorit und Klinozoisit wieder in Lösung gehen (s. Abb. 17 u. 18).

Die Schlieren im Pegmatit von Witzleshofen lassen sich demnach folgendermaßen erklären: Zunächst wird die Hornblende von den saueren pegmatitischen Lösungen angegriffen. Von der Hornblende gehen  $\text{Fe}^{++}$  und  $\text{Fe}^{+++}$ , Al, Mg, Ca (und  $\text{SiO}_2$ ) in Lösung. Sobald die Lösung abgesättigt ist, müssen nach dem Massenwirkungsgesetz den herrschenden P—T-Bedingungen entsprechende neue Mineralphasen entstehen, damit eine weitere Zersetzung von Hornblende eintreten kann. Es bilden sich Chlorit, Vermiculit und Klinozoisit, was einer Umwandlung von Hornblende in diese Mineralien gleichkommt. Hornblende geht in Lösung und dafür scheiden sich neue, bei den herrschenden P—T-Bedingungen mögliche Mineralphasen aus. Chlorit und Vermiculit entsprechen hohen Mg-, Fe-Konzentrationen, während Klinozoisit wesentliche Ca-Gehalte aufnimmt. Bei einer Konzentrationsänderung gehen die ausgeschiedenen Phasen wieder in Lösung und werden verdrängt.

Aus der Tatsache, daß Klinozoisit, Chlorit und Vermiculit von den anderen Mineralien verdrängt werden, ist zu schließen, daß die Lösung an Fe und Mg verarmte. Diese Verarmung kann auf zwei Arten zustande kommen: Entweder die beiden Elemente werden abgeführt, oder die Lösung wird durch weitere Zufuhr saueren Materials ständig verdünnt. Bei der zweiten Möglichkeit muß eine Volumzunahme erfolgen. Die oben beschriebene Injektion der Schliere (vgl. S. 55) läßt eine Volumzunahme annehmen und die Reaktionen dürften zum Teil auf diese zurückzuführen sein. Bei der beschriebenen fast vollständigen Verdrängung muß man aber noch einen zusätzlichen Abtransport der femischen Ionen annehmen, da andernfalls als letztkristallisierte Mineralien noch einmal Chlorit usw. auftreten müßten. (Nach Bildung der anderen Mineralien muß zwangsläufig die Konzentration an femischen Ionen wieder so hoch sein, daß Chlorite oder sonstige femische Mineralien entstehen.) Das ist aber nicht der Fall. Es fand demzufolge eine Abfuhr femischer Bestandteile statt. Für eine Abfuhr der Ionen spricht auch, daß in der Nähe dieser Zone der Pegmatit große Klinozoisite mit einer Kantenlänge bis zu 5 cm enthält. In diesen Klinozoisiten kann man sich einen Teil der weggeführten Ionen wieder gebunden denken. (Klinozoisite kommen allerdings öfters in Pegmatiten vor, doch sind sie kein charakteristischer Bestandteil derselben.)

Diese theoretischen Überlegungen sind durch folgende Beobachtungen zu belegen. Hornblende als solche ist in keinem Schliff mehr vorhanden. Ihr ehemaliges Vorhandensein wird aus Pseudomorphosen geschlossen. Als Pseudomorphosen werden Chloritaggregate angesehen, in denen die typischen Hornblendespaltrisse noch zu erkennen sind. Ferner sind in Chlorit parallel 001 zuweilen Titanitkörnchen eingelagert. Diese sehr kleinen Körnchen können sich zu schmalen Streifen anordnen und täuschen dann bei schwacher Vergrößerung Nadeln vor. Mitunter sind sie zeilenförmig schief zu 001 angeordnet. Es ent-

steht so ein undeutliches Gitter, das in seiner Form an Hornblendespalttrisse erinnert.

Ein Beweis für diese Annahme kann nicht erbracht werden, da die Winkel des „Gitters“ nur ungenau und schwer einzumessen sind. Bezüglich der Chlorite muß hier eingefügt werden, daß zwei verschiedene Chlorite vorkommen. Der eine, Pennin, besitzt einen Pleochroismus von einem leuchtenden Grün parallel 001 zu strohgelb senkrecht 001. Seine Interferenzfarbe ist anormal. Der andere ist Klinochlor mit normalen, niedrigen Interferenzfarben und einem Pleochroismus um grünbraun zu gelb.

Je saurer die Schliere wird, um so mehr treten die beiden Chlorite mengenmäßig zurück. Klinochlor wird dabei eher ausgemerzt als Pennin. An die Stelle der Chlorite tritt vor allem Muscovit. Daß Muscovit direkt Chlorit verdrängt, ist in einigen Fällen zu beobachten.

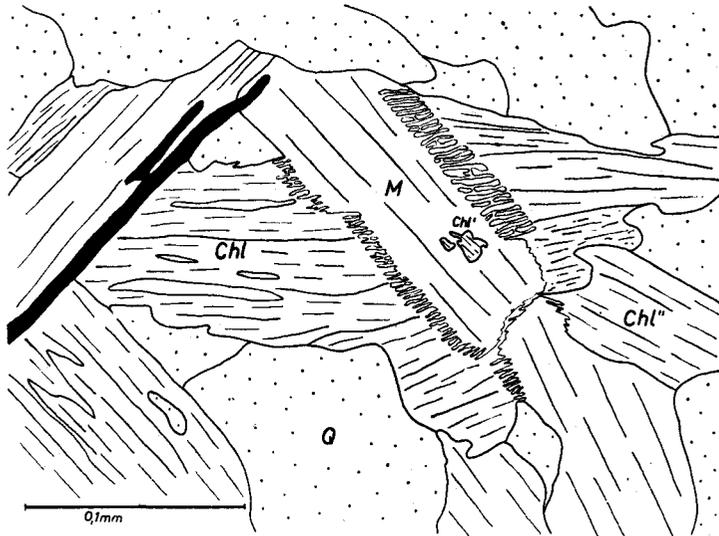


Abb. 17. Muscovit-Epidot-reiche Schliere im Pegmatit der Grube Witzleshofen. M = Muscovit, Chl = Chlorit, Q = Quarz, Erz wurde schwarz dargestellt.

Muscovit (M) trennt einen Chlorit (Chl) und schließt einen weiteren Chlorit (Chl') ein, der mit einem extern von Muscovit liegenden Chlorit (Chl'') gleich orientiert ist. Muscovit und Chlorit sind miteinander symplektitisch verwachsen, ihre Grenzflächen sind also nicht stabil konturiert. (Stabile Grenzflächen verlaufen möglichst wenig krummflächig.) Die symplektitische Verwachsung folgt 001 des Chlorits. Das Bild spricht also eindeutig für eine Verdrängung des Chlorits durch Muscovit. Im umgekehrten Falle wäre zu erwarten, daß der Chlorit längs 001 des Muscovits in diesen hineinwachsen würde. Auch wäre es unverständlich, daß mitten im Muscovit ein Chlorit aufsprößt, der zu einem externen Chlorit gleich orientiert ist, ohne daß diese Orientierung etwa auf irgendeine vorgezeichnete Richtung bezogen werden kann.

Es gibt allerdings noch eine zweite Deutungsmöglichkeit: Die symplektitische Verwachsung Muscovit—Chlorit bildet eine ältere Verdrängungsstruktur ab. Nun ist in dem Schliff des öfteren zu sehen, daß Chlorit Biotit verdrängt. Es wäre demzufolge möglich, daß primär ein Reaktionsgefüge Muscovit—Biotit bestand und der Biotit dann später durch Chlorit ersetzt wurde. In Muscovit „schwimmender“ Chlorit ist in diesem Fall durch das Gitter des Muscovits hindurch chloritisiert worden. Letzteres ist nicht auszuschließen, aber wenig wahrscheinlich.

Man kann jedoch noch anders argumentieren: Biotit wurde von Muscovit und Chlorit gleichzeitig verdrängt, wobei die bereits chloritisierten Partien des Biotits in den aufsprössenden

Muscovit eingeschlossen wurden. In diesem Fall muß man allerdings fragen, warum finden wir nicht in Chlorit Muscovit eingeschlossen? Auch ist es unwahrscheinlich, daß bei gleichzeitiger Verdrängung eines Minerals durch zwei andere Mineralien solche Strukturen, wie oben abgebildet, entstehen. Ferner kann man auch nicht sagen, der Biotit sei ein Gemisch von Muscovit und Chlorit umgewandelt worden. In diesem Fall müßte ein feinkörniges Aggregat von Chlorit und Muscovit resultieren, was aber in dem besprochenen Beispiel nicht zutrifft. Man könnte höchstens die Verwachsungszone Muscovit—Chlorit als ein solches Gemisch ansprechen. Es ist demzufolge wahrscheinlich, daß Muscovit Chlorit verdrängt. — Noch einige Bemerkungen zur Abbildung. Der Chlorit selbst ist nicht einheitlich, sondern setzt sich aus Vermiculit und Penninlamellen zusammen. Der Symplektit der Abbildung ist vergrößert, etwas schematisiert gezeichnet. Die Verwachsungsstruktur ist in Wirklichkeit zarter .

Zwischen Chlorit und Klinozoisit bestehen des öfteren Reaktionsgefüge. Dabei verdrängt einmal der Chlorit den Klinozoisit, dann ist es wieder umgekehrt. Die Verdrängung von Chlorit scheint jedoch häufiger zu erfolgen. In einigen Fällen ist es sogar wahrscheinlich, daß Chlorit von Plagioklas aufgezehrt wird.

Klinozoisit wird auch zum Teil wieder ausgemerzt. So wird er manchmal, wie oben beschrieben, von Chlorit korrosiv angegriffen. In einigen Fällen läßt sich auch seine Verdrängung durch Plagioklas nachweisen, s. Abb. 18.

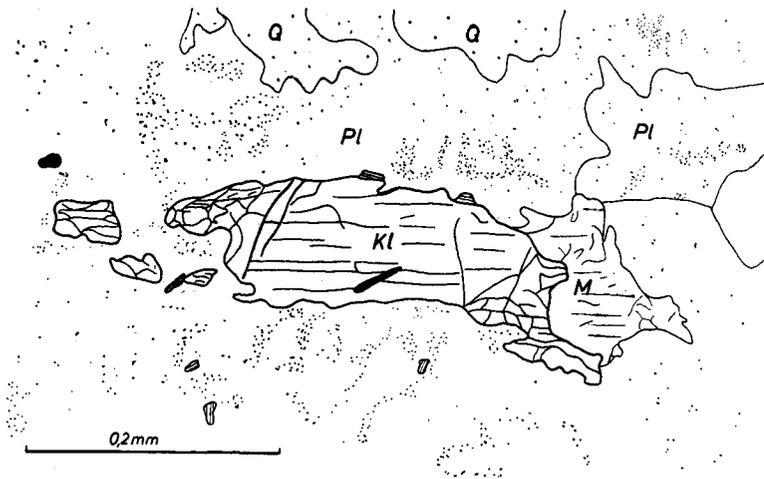


Abb. 18. Resorptionsschlieren im Pegmatit der Grube Witzleshofen. M = Muscovit, Q = Quarz.

In einem Plagioklas (Pl) ist ein Klinozoisit (Kl) eingeschlossen. Von dem Großkorn losgebrochene Stücke (in der Zeichnung links), die in Plagioklas isoliert „schwimmen“, deuten darauf hin, daß der Plagioklas Teile des Klinozoisits verdrängt hat. Der Plagioklas ist unregelmäßig wolkig mit Erz, etwas Sericit und kleinen Muscovitschüppchen durchsetzt. In den vom Klinozoisit entfernteren Partien des Plagioklases (auf der Abb. nicht mehr zu sehen) ist die Trübung schwächer.

Der ehemals im Gestein vorhandene Rutil wurde fast völlig in Titanit umgewandelt.

#### b. Kontakterscheinungen

Oben wurde die Einwirkung pegmatitischer Lösungen auf granatamphibolitisches Nebengestein besprochen. Nun sind solche Kontakterscheinungen bei den Pegmatiten nur selten zu beobachten. Da bei der Diaphthorese das Be-

streben besteht, denselben Mineralbestand zu schaffen wie ihn die Pegmatite repräsentieren, ist bei den Nebengesteinen der Pegmatite meist schwer zu sagen, welche Mineralumwandlungen durch die Diaphthorese hervorgerufen wurden und welche durch den Pegmatit.

Wenn wir also einwandfreie Kontaktbilder suchen, so müssen wir Gesteine nehmen, die von der Diaphthorese verschont blieben. Diese Gesteine wiederum sind aber gerade steril in bezug auf Pegmatitführung. Eine Ausnahme macht nur der Eklogit des Weißensteins. An diesem sind auch schöne Kontaktbilder zu beobachten. Der Eklogit am Weißenstein wird von mehreren schmalen, meist nur 2—3 cm mächtigen Pegmatitgängen durchsetzt. Am Kontakt zu diesen Pegmatiten ist der Eklogit amphibolitisiert (s. Bild 24, Tafel 12).

Dünnschliffe aus der Kontaktzone unterscheiden sich von den Dünnschliffen des normalen Eklogits durch das Vorwalten einer grau-grünen Hornblende (s. Schluß des Kapitels). In vom Kontakt noch entfernteren Schliffen ist zu sehen, wie die Hornblende vor allem längs der Granate in das Gefüge hineinwuchert. Näher zum Kontakt hin wird die Hornblende größer (porphyrisch) und Hauptgemengteil. Dafür verschwindet Omphazit und der aus Omphazit entstandene Symplektit (vgl. Kap. Eklogite!). Der resultierende Eklogit—Amphibolit besteht aus Hornblende, Granat, etwas Biotit, Rutil und Titanit (Rutil wird in Titanit umgewandelt). Als weitere Neubildung tritt Klinozoisit auf. Granat bleibt eigenartigerweise metastabil erhalten. Kelyphitrinden wurden von mir nicht beobachtet.

Dagegen ist die sonst im Eklogit vorhandene farblose Hornblende nur mehr reliktsch erhalten. Sie findet sich manchmal als Einschluß in der neugebildeten grau-grünen Hornblende.

Verwachsen mit der grau-grünen Hornblende ist ein feinschuppiger rotbrauner Biotit. Um seine Bildung zu erklären, muß man eine K-Zufuhr vom Pegmatit her annehmen. Dieser müßte dann in entsprechendem Maße an K verarmt sein. Tatsächlich ist dieser Pegmatit noch K-ärmer als die anderen Pegmatite der M. M., denn er führt nur akzessorisch Muscovit.

Muscovit kommt auch als Übergemengteil im Eklogit—Amphibolit vor. Er entstand Biotit verdrängend. Als weitere Neubildung tritt noch etwas Chlorit auf.

Während makroskopisch der Kontakt Eklogit—Amphibolit zu Pegmatit scharf erscheint, erkennt man unter dem Mikroskop eine leichte Verzahnung, indem einmal die Mineralien des Pegmatits in das Gefüge des Amphibolits hineinwachsen und einwandern und zum anderen die Hornblende in den Pegmatit hineinragt und von dessen Mineralien umwachsen wird. Die Mächtigkeit der Kontaktzone läßt sich leicht bestimmen, da der Eklogit—Amphibolit durch die Hornblende glänzend schwarz gefärbt ist. Sie beträgt ca. 4—8 cm.

Die Amphibolitisierung des Eklogits muß entweder mit einer Volumvermehrung verbunden sein, oder aber es wurden ziemliche Mengen basischer Stoffbestände abtransportiert. Nun folgt aus dem konstanten mittleren Abstand der Granaten im Eklogit und Eklogit—Amphibolit Volumkonstanz (s. Bild 24, Tafel 12). Wir müssen daher annehmen, daß Stoffverschiebungen stattfanden. Ein Teil des mobilisierten Fe und Mg wurde hierbei sicherlich in den bekannten Klinozoisiten vom Weißenstein gebunden.

Als Anhang an dieses Kapitel sei ein Gestein beschrieben, das am Gipfel des Bärenbühl bei Streitau in großen Blöcken zusammen mit Pegmatit vorkommt. Makroskopisch ist das Gestein schwarzweiß gemustert, etwas unruhig gefleckt. Die schwarzen Partien sind eine glänzende Hornblende, die der Kontakthornblende des Eklogits entspricht. Das helle Material besteht aus pegmatitischem Material. Granat ist auch noch zu erkennen.

Genetisch ist das Gestein, ähnlich wie der oben beschriebene Eklogit-Amphibolit, als ein Kontaktgestein zu deuten. Der Bärenbühl besteht vorwiegend aus Granatamphibolit, der von mehreren großen Pegmatitlinsen durchsetzt wird. Unter dem Einfluß der pegmatitischen Lösungen kam es an der einen Stelle zu einer Neubildung von Hornblende, die eine Kantenlänge von 3 cm erreichen kann. Wie man unter dem Mikroskop erkennt, hat sie eine Siebstruktur und wird von zahlreichen Quarzen durchspießt.

Der vorhandene Granat ist deutlich älter als die Hornblende, die ihn umwächst und oft völlig einschließt. Reliktisch erhaltener Rutil (manchmal als  $si$  in Granat) ist gleichfalls älter und wird eingeschlossen. Meist ist der Rutil allerdings in Titanit und untergeordnet auch in Titan Eisen umgewandelt. Die Hornblende war nach ihrer Bildung noch eine gewisse Zeit bestandfähig, da sie längs Scherbahnen zum Teil noch rekristallisierte. Zusammen mit Hornblende bildeten sich große Plagioklase. (Die Plagioklase sind stark mit Erz getrübt.) Hin und wieder ist Plagioklas von Hornblende umwachsen, öfters aber findet man Hornblende als Einschuß in Plagioklas. Die Plagioklasbildung überdauerte also die Bildung der Hornblende. Dafür spricht auch, daß Plagioklas Hornblende korrodierend angreift. Als jüngste Bildung tritt Quarz auf, der sich zum Teil verdrängend gegenüber den älteren Mineralphasen bildete.

Neben Granat und den Titanmineralien kommen als weitere Nebengemengteile Klinozoisit, Muscovit, Vermiculit und Chlorit vor.

Die makroskop. schwarzglänzende Hornblende vom Weissenstein und Bärenbühl wurde mikroskopisch näher untersucht. Es ergab sich, daß beide Hornblenden den gleichen Achsenwinkel und die gleiche Auslöschungsschiefe besitzen, also identisch sind. Die Lichtbrechung bestimmte freundlicherweise Herr Dr. ACKERMANN vom Institut für Gesteinskunde in München an einer Hornblende vom Weissenstein. Die gemessenen Werte sind:

$$2 V_x = 84 \pm 3^\circ; \quad c \wedge z = 18 \pm 2^\circ; \quad n_y = 1,661;$$

Mit Hilfe dieser gemessenen Daten den genauen Chemismus der Hornblende anzugeben ist nicht möglich, da sie nicht mit den in den Tabellen von TRÖGER angegebenen übereinstimmen. Man kann nur sagen, daß es sich um eine gemeine Hornblende handelt, deren (Fe<sup>II</sup>, Mn, Ti)-Gehalt unter 30 % liegt.

#### IV. Zur Tektonik der Münchberger Gneismasse

In den vorausgehenden Beschreibungen wurden häufig verschieden alte Metamorphosen erwähnt. Verlaufen diese Metamorphosen statisch oder waren sie mit Durchbewegungen verknüpft? Statische Metamorphose ist in der M. M. nachweisbar in Form von Hornfelsen. Alle anderen Gesteine dagegen zeigen Spuren intensiver Durchbewegung, sie sind verfaltet mit Ausarbeitung ausgezeichneter s-Flächen. Handelt es sich hierbei um eine einzige Deformation, oder wurden die Gesteine der M. M. bzw. ein Teil davon des öfteren verformt?

Wir finden in den Gesteinen der M. M. hin und wieder zwei Deformationspläne in Form von zwei verschiedenen alten B-Achsen fixiert. Neben den SW—NE streichenden und nach NE abtauchenden Hauptachsen kommen noch andere vor, die diese stumpf- bis spitzwinklig schneiden. Das Streichen wie Einfallen letzterer ist unregelmäßig und schwer einzumessen. Diese beiden B-Achsen sind verschiedenen Deformationsplänen zuzuordnen und können demzufolge nicht gleich alt sein.

Die Haupt-B-Achsen pendeln zwischen N 10 und 65° E und tauchen mit 5—45° nach Nordosten ein. Diese B-Achsen kann man an fast allen Gesteinen der M. M. von Südwesten bis Nordosten messen, und der ihnen zuordenbare Deformationsplan bestimmt weitgehend ihr Gefügebild. Dies bestätigt sich durch eine gefügeanalytische Vermessung der Gesteine (s. Diagramme). Zur Vermessung gelangten verschiedene Gesteinstypen aus allen Teilen der M. M.

Zu den Diagrammen auf Seite 63:

Diagramm 1:

Flasrig-körniger Gneis von dem Aufschluß an der Autobahn bei Streitau.

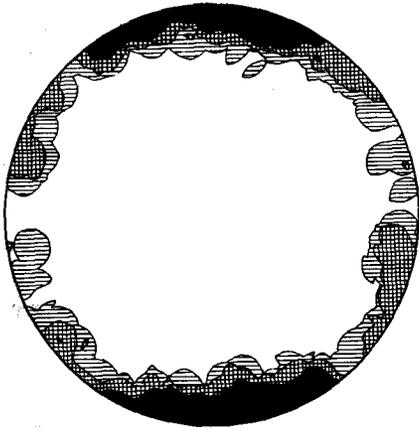
Die Diagrammebene steht senkrecht auf einem makroskopisch erkennbaren b, das N 42° E streicht und mit 15° nach NE eintaucht.

Belegungsdichte: > 4—2—1—0 ‰.

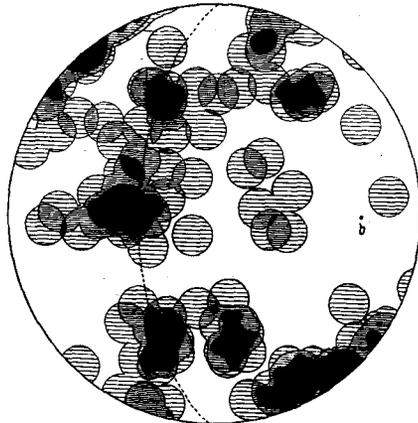
(Als erstes wurde eine Vermessung von 112 Quarz-c-Achsen vorgenommen. Die Vermessung der Quarze erfolgte ohne Auswahl bestimmter Körner. Die Eintragung in das SCHMIDTSche Netz ergab keine typisierbare Regel. Die Quarze sind durch posttektonische Rekristallisation weitgehend entregelt. Die Rekristallisation der Quarze ist durch Schliffbefund sichergestellt. Auffällig an dem Diagramm ist, daß in der Richtung von a keine Quarz-c-Achsen zu finden sind. Das Maximum I der Quarztektonite fehlt. Da das Diagramm nichts Wesentliches aussagt, wurde es nicht beigefügt.)

Das Diagramm 1 von 248 Biotiten (Pole auf 001 eingetragen) zeigt dagegen eine ausgezeichnete Einregelung der Biotite mit ihrer Basis in s. Sie bilden einen Gürtel um b mit einem Maximum um c. Dem Diagramm ist zu entnehmen, daß das Gestein ein B-Tektonik mit gut ausgebildeten s-Flächen ist. Die s-Flächen waren primär noch schärfer geprägt, denn die Biotite wurden z. T. noch postkristallin b-tektonisch verbogen.

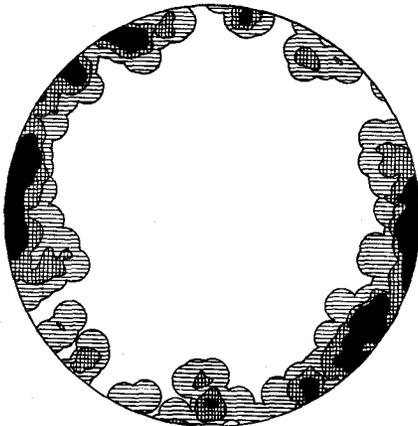
Die in bezug auf die Biotite postkristalline Deformation wird bestätigt durch die Vermessung von Muscoviten. Die Regelung der Muscovite entspricht der der Biotite (homotakt), nur das Maximum um c ist schwächer ausgebildet.



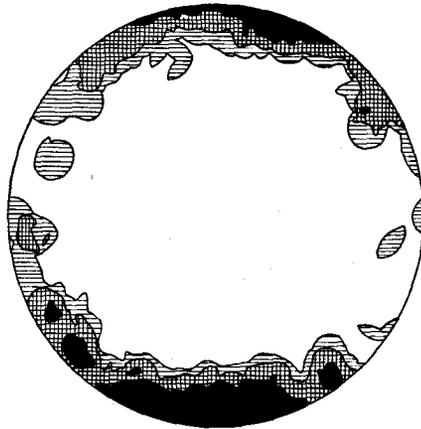
D.1



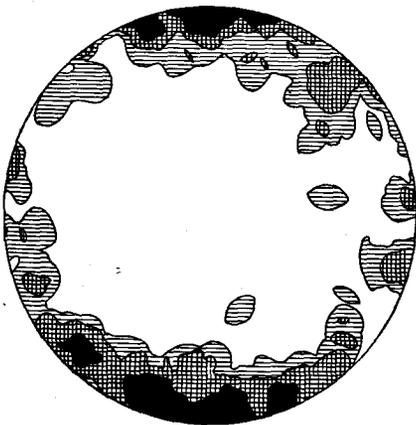
D.2



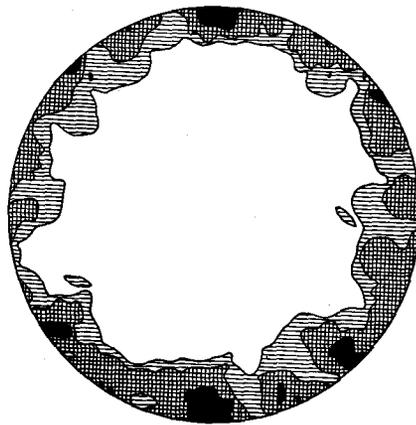
D.3



D.4



D.5



D.6

Die Muscovitblastese überdauerte die Biotitbildung, wie dem Dünnschliffbild zu entnehmen ist.

#### Diagramm 2:

Pegmatit vom Galgenberg am Nordostrand des Waldes nördlich Markt-leugast. Eingetragen sind 101 Quarz-c-Achsen.

Belegungsdichte:  $> 3-2-1-0$  ‰.

Am Handstück ist keine b-achsiale Striemung erkennbar, daher ist das Diagramm auf keine makroskopisch erkennbaren Gefügekoordinaten beziehbar.

Im Diagramm erkennt man einen undeutlichen Gürtel längs eines Großkreises mit einzelnen Maxima, die den Maxima I und II von Quarztektoniten entsprechen. Senkrecht zu dem Großkreis liegt demzufolge b, das wie üblich in einen unbelegten Bereich fällt. Die Regelung der Quarze ist nur unscharf, da eine weitgehende posttektonische Rekristallisation derselben stattfand. Das Gestein ist ein B-Tektonit, wie man an dem Gürtelbild des Diagramms erkennt. Die nicht auf dem Großkreis senkrecht b liegenden Maxima entsprechen den Maxima III und IV Sanders.

#### Diagramm 3:

Aplitische Randzone vom Pegmatit der Grube Weißdorf.

Die Diagrammebene liegt senkrecht einem makroskopisch erkennbaren b und streicht N 125° E mit einem Einfallen von 80° nach SW. Eingetragen sind die Pole der Basisflächen von 164 Muscoviten.

Belegungsdichte:  $> 5-3-1-0$  ‰.

Im Abstand von 90° ist um b ein mit Polen überbelegter Gürtel gut ausgebildet. Die Belegungsdichte des Gürtels ist ziemlich gleichmäßig. Der Aplit ist also ein ausgesprochener B-Tektonit. Ein deutliches Maximum um c fehlt, die s-Flächen sind entsprechend weniger scharf ausgebildet.

#### Diagramm 4:

Muscovit-Granat-Gneis von der Nordostspitze des Waldes NE Rothenmühle (südöstlich Ahornberg).

Das Diagramm liegt senkrecht einer makroskopisch erkennbaren b-achsialen Striemung. Es wurden 196 Muscovit 001-Pole eingetragen.

Belegungsdichte:  $> 4-2-1-0$  ‰.

Die Pole belegen einen Gürtel um b. Das Gestein ist also ein B-Tektonit. Das zerdehnte Maximum um c entspricht gut ausgebildeten s-Flächen.

#### Diagramm 5 und 6:

Orthogneis vom Steinbruch nördlich Schwarzenfurth bei Pkt. 601. Die Diagramme liegen senkrecht einer makroskopisch erkennbaren b-achsialen Striemung.

1. Im Diagramm 5 sind die Pole von 212 Biotitbasisflächen eingetragen. Die beiden im Gestein vorkommenden Biotite (braune und grüne) sind homotakt geregelt und wurden in diesem Diagramm zusammengefaßt.

Belegungsdichte:  $> 4-2-1-0$  ‰.

Die Pole belegen um b einen etwas verwaschenen Gürtel mit einem zerdehnten Maximum um c. Das Gestein ist also ein B-Tektonit mit einer gut ausgebildeten s-Flächenschar.

2. Im Diagramm 6 sind die Pole von 207 Muscovitbasisflächen eingetragen.  
Belegungsdichte:  $> 4-2-1-0 \text{ ‰}$ .

Das Diagramm unterscheidet sich vom Biotitdiagramm durch eine gleichmäßigere Besetzung des Gürtels um b. Dementsprechend ist das Maximum um c nur mehr angedeutet.

Die Diagramme ergeben eine Übereinstimmung in bezug auf die Muscovit- und Biotitregelungen. Allerdings deuten die Biotitdiagramme gegenüber denen der Muscovite ein besseres s-Flächengefüge an, dagegen sind die Gürtel weniger gleichmäßig belegt. — Es stehen sich daher eine s- bis b-tektonische Biotit- und eine b-tektonische Muscovitregelung gegenüber. Diese verschiedene Regelung der Glimmer ist durch das zum Teil postbiotitische Alter der Muscovite zu erklären (s. Kap. Diaphthoresis). Die Verformung der M. M. mit Anlage NE streichender B-Achsen erfolgte also nicht in einem Akt, sondern zumindest in zwei Phasen.

Die ältere Phase mit Anlage scharfer s-Flächen entspricht SCHÜLLERS Granulitfazies. Nach SCHÜLLER erfolgte in dieser Stufe eine Verformung nach einem rhombischen Symmetriplan. Diesem sind dann Faltenbilder wie sie Abbildung 2 zeigt (Muscovit-Granat-Gneis) zuzuordnen.

Die mehr s-tektonische Durchbewegung wird abgelöst durch eine monokline, b-tektonische Verformung. Nach diesem Deformationsplan wurden auch die Pegmatite und Aplite durchbewegt, dagegen zeigen sie keine Anzeichen einer älteren Verformung. Sie sind zu dieser Phase syntektonisch. Das ist eine Bestätigung der auf Seite 38 in Punkt 1 u. 2 gemachten Aussage.

Außer diesen Verformungsplänen finden wir als jüngste Phase in der M. M. noch eine bruchtektonische Beanspruchung. Die Symmetrie dieser Beanspruchung entspricht weitgehend derjenigen der zuletzt behandelten Deformation. Neben einfachen Klüften kommen auch Verwürfe vor. Die Schnittgerade  $\beta$  dieser Verwürfe liegt entweder annähernd parallel b (vgl. Abb. 14) Pegmatite) oder  $\pm$  senkrecht dazu. Dank der guten Grubenaufschlüsse ist es möglich, über letztere nähere Aussagen zu machen. Neben kleineren Verwürfen, die die Pegmatite nur um cm versetzen, kommen ständig größere vor, die die Pegmatite zerstückeln. Der Abstand der einzelnen Verwürfe voneinander wechselt, doch ist durchschnittlich alle 50 m mit einem größeren Verwurf zu rechnen. In allen mir bekannten Fällen war es nun so, daß der NE-Teil des Pegmatits gehoben wurde. Die Sprunghöhe wechselte sehr stark, im allgemeinen lag sie bei ca. 3 bis 5 m. Zugleich kam es zu einer seitlichen Versetzung des Pegmatits um ungefähr den gleichen Betrag. Außer diesen relativ kleinen Verwürfen treten sicherlich auch größere auf, die im Grubenbild nicht erfaßt werden, da die Ausrichtung einer Störung im Pegmatitabbau wirtschaftlich nicht tragbar ist. Während die bis jetzt besprochenen Deformationen in bezug auf die Pegmatite wichtig sind, ist eine eingehendere Beschreibung älterer Verformungen nicht mehr notwendig. Es ist aber vielleicht interessant, noch einige Überlegungen darüber anzuschließen. Weiter oben wurde bereits von B'-Achsen gesprochen, die nicht NE streichen. Diese B'-Achsen treten vor allem in den nördlichen Teilen der M. M. auf und

sind älter als die Haupt-B-Achsen. Außer diesen B'-Achsen finden wir noch anderweitige Zeugen alter Durchbewegung. In den Granaten von Metahornfelsen erkennt man ein  $s_1$  von Rutilnadeln und Titaneisenleisten, das eng zusammengestauchte, isoklinale Falten bildet. (Vgl. Abb. 3, Geschonte Gneise.) Solche Faltenbildungen sind aus Tonschiefern bekannt und es ist durchaus möglich, daß dieser Metahornfels aus einem Tonschiefer stammt. Auf alle Fälle ist in diesen Granaten eine prägranatische Verfaltung fixiert.

Zusammenfassend läßt sich damit feststellen, daß die M. M. ein polymetamorpher Komplex mit mehrmaliger Verformung ist. Man ist geneigt, diese mehrphasige Verformung verschiedenen Orogenesen zuzuteilen. Suchen wir in diesem Sinne in der M. M. nach Gesteinen, die einem orogenen Zyklus zuzuordnen wären, so finden wir zwei, die Orthogneise und den Metagranodiorit von Weickenreuth. — Zusammenfassendes Schema siehe am Schluß der Arbeit.

## V. Deutung der Ergebnisse und Zusammenfassung

### A. Deutung

In den vorausgehenden Kapiteln wurden die Beschreibungen bereits z. T. ausgedeutet. Nachfolgend werden diese Deutungen ergänzt und weiter fortgeführt und in der Zusammenfassung zu einem Gesamtbild vereinigt.

#### Zu I. Die Gneise, Amphibolite und Eklogite der M. M.

In diesem Abschnitt wurden die wichtigsten Gesteine der M. M. besprochen. Alle Gesteinstypen der M. M. zu behandeln, war im Rahmen dieser Arbeit unmöglich. Die Gesteine wurden nacheinander beschrieben, ohne daß eine altersmäßige Gliederung versucht wurde. Nur in dem einen Fall des Verhältnisses der Granodiorite zu den Gneisen wurden erstere als jünger eingestuft. Doch sind auch die anderen Gesteine nicht etwa gleich alt. Wenn, wie beschrieben, saueres Material injektionsförmig ein basisches Gestein durchdringt, muß das basische Gestein älter sein als die Injektion. Zusammen mit den Orthogneisen kommen Hornfelse vor; das Ausgangsmaterial der Hornfelse muß also wieder älter sein als die Intrusion der Orthogneise.

Des weiteren wird das Aufsprossen von K-Feldspat in den Gneisen beschrieben und dessen Stabilität bei tektonischer Beanspruchung. Ich halte das für Anzeichen einer stattgefundenen Granitisation. Ferner erhebt sich die Frage über das Altersverhältnis Eklogit—Amphibolit.

Da der Eklogit vermutlich in Sattelkernen vorkommt, ist es wahrscheinlich, daß die beiden Gesteine einer Metamorphose angehören und nur verschiedenen Stockwerken zuzuordnen sind. Der mineralfazielle Unterschied der beiden Gesteine ist nicht sehr groß, da in den Granatamphiboliten (und auch Gneisen) reichlich Rutil vorkommt, was auf einen ähnlich hohen Metamorphosegrad hindeutet.

Ein besonderes Problem stellen die „geschonten Gneise“ dar. In ihnen sind noch alte Metamorphosen mit ihren Durchbewegungen fixiert.

Wir haben also eine Fülle von Einzelbeobachtungen vorliegen, ohne daß es schon möglich wäre, sie zu einem allgemein gültigen Gesamtbild zu ver-

einigen. Unsere Ergebnisse sind, gemessen an der Schwierigkeit des Problems, noch zu dürftig. Immerhin beginnt sich aber bereits ein Bild abzuzeichnen und einige Gesetzmäßigkeiten treten hervor.

So ist, abgesehen von der Diaphthorese, die Intrusion des Granodiorits das jüngste Metamorphosenstadium. Ihr ging eine Regionalmetamorphose voraus, in deren Verlauf sich die Eklogite und Granatamphibolite bildeten und den Gneisen ein scharfes s-Flächengefüge aufgeprägt wurde. Letztere zeigen dabei die Tendenz, sich Granuliten mineralfaziell und gefügemäßig zu nähern. Vor diesem Stadium wiederum müssen die Orthogneise intrudiert sein. In Verbindung mit dieser Intrusion oder in einem selbständigen Metamorphoseakt kam es zu Granitisationen innerhalb der M. M.

Es ist bezeichnend, daß in den Gesteinen der M. M. kein Cordierit vorkommt. Dies ist nicht mit einer eventuell vollständigen Ausmerzung von Cordierit während der Diaphthorese zu erklären, denn bei der großen Anzahl von Bearbeitern der M. M. hätte dieser einmal reliktsch oder als Pinit gefunden werden müssen. (Cordierit geben lediglich GÜMBEL und ZIEGLER als beobachtet an. Dabei zitiert letzterer die Aussage GÜMBELS.) Es ist daraus zu folgern, daß der Cordierit nie bestandsfähig war. ESKOLA führt den Cordierit bei den Antistress-Mineralien auf. Man könnte demzufolge annehmen, daß tektonische Beanspruchung der Grund ist für das Fehlen von Cordierit. Nun hat aber G. FISCHER nachgewiesen, daß der Cordierit sehr wohl tektonische Beanspruchungen verträgt. Es haben demzufolge die P-T-Bedingungen während der Metamorphose der M. M. nicht dem Stabilitätsfeld des Cordierits (Stabilitätsfeld des Cordierits: Hohe Temperatur und mäßiger Druck) entsprochen.

Um die Frage nach Druck und Temperatur beantworten zu können, wenden wir uns einmal den Eklogiten zu, da sie den höchsten Metamorphosegrad aller Gesteine der M. M. erreichten. Für die Eklogite der M. M. ist charakteristisch, daß sie Muscovit führen. Sie entsprechen in dieser Hinsicht den „alpinen“ Eklogiten. Es wird heute allgemein angenommen, daß diese Eklogite nicht katazonal, sondern bei niedrigerer Temperatur aber hohem Druck gebildet wurden. Wenn wir dies ebenfalls für die Eklogite der M. M. annehmen, so steht dies in Einklang mit der Vorstellung, die wir aus der Untersuchung der Amphibolite und Gneise gewinnen. Die Mineralvergesellschaftung dieser Gesteine läßt ebenfalls auf keine hohe Temperatur schließen. Dagegen deutet das Aufsprossen von Mineralien hoher Dichte (Granat, Rutil) auf großen Druck. Wir kommen also zu dem Ergebnis, daß die M. M. hohem Druck ausgesetzt war, dagegen die Temperatur nicht in dem gleichen Maße anstieg. Damit läßt sich auch das Fehlen des Cordierits erklären.

Nach der alten Tiefenstufeneinteilung hätten wir ein meso- bis katazonalen Kristallin. Mineralfaziell befinden wir uns in der Eklogit- bzw. Granulitfazies.

Die Metamorphose der M. M. unterscheidet sich damit wesentlich von der des Moldanubikums. Für letzteres sind Cordierit-Sillimanit-Gneise bezeichnend. Diesen vergleichbare Gesteine fehlen in der M. M. Wir können daher annehmen, daß in der M. M. die Temperaturen nie so hoch waren wie im Moldanubikum.

## Zu II. Die Diaphthorese der Gesteine der M. M.

Während der Diaphthorese sprossen neue Mineralphasen auf, dafür gehen Mineralien des Altbestands in Lösung. Wie am Ende des Kapitels ausgeführt, verlaufen diese Umwandlungen nicht isochem, sondern es wird saures Material zugeführt und dafür basisches abgeführt. Während der Diaphthorese laufen zwei Vorgänge nebeneinander und miteinander ab:

1. Der Mineralbestand wird sukzessive epizonalen Bedingungen angepaßt.
2. Es besteht die Tendenz, basische Mineralien durch saure zu ersetzen.

Bei einer quantitativ zu Ende geführten Diaphthorese (wie sie in der Natur nicht verwirklicht ist) würde ein Zweiphasengestein, bestehend aus Albit-Oligoklas und Quarz mit  $\pm$  Muscovit entstehen. Der allmähliche Übergang von hochtemperierten Mineralfazien zu niedrigeren wird durch eine Abnahme der P-T-Bedingungen hervorgerufen. Diese können auf verschiedene Ursachen zurückgehen und müssen nicht unbedingt mit der geothermischen Tiefenstufe zusammenhängen. Bei einem so großen Komplex, wie ihn die M. M. darstellt, ist es aber doch wahrscheinlich, daß die Stellung innerhalb der Erdkruste der maßgebende Faktor ist. Das bedeutet, daß bei der diaphthoritischen Metamorphose sich die M. M. der Erdoberfläche genähert hat, sei es durch ein aktives Aufsteigen, sei es durch Abtragung der Hangendserien.

## Zu III. Die Albit-Pegmatite der M. M., ihre Aplite, Resorptions- und Kontakterscheinungen.

Wir sahen, daß Mikroklin und ? Granat als primäre Bildungen bei der Pegmatitbildung auftreten. Mikroklin wird verdrängt; dabei kann das K z. T. in Muscovit gebunden werden. Es ist allerdings auf den aus der Bauschanalyse zu ersiehenden Mangel an K hinzuweisen. Granat wird in den späteren Stadien der Pegmatitbildung ersetzt durch Klinozoisit. Femische Bestandteile werden des weiteren in Chlorit, Vermiculit und in gewissem Maße auch in Muscovit gebunden. Es besteht dabei die Tendenz zur Ausbildung eines nur aus 2—3 Mineralien bestehenden Gesteins, das sich aus saurem Plagioklas, Quarz und  $\pm$  Muscovit zusammensetzt. Im Endstadium der Pegmatitbildung werden dann sogar die Plagioklase korrodierend angegriffen und es scheidet sich nur mehr Quarz aus.

Es sind damit zwei Phasen der Pegmatitbildung zu unterscheiden:

- a) K-Feldspat (evtl. auch Granat) wird als primäres Pegmatitmineral gebildet;
- b) K-Feldspat kristallisiert nicht mehr und wird von den anderen Pegmatitmineralien aufgezehrt. Es kristallisieren: Albit-Oligoklas, Quarz, Muscovit und  $\pm$  Klinozoisit, Chlorit (Vermiculit).

Die Ausmerzung des K-Feldspats muß auf chemische oder physikalische Ursachen bzw. auf ein Zusammenwirken beider zurückgehen.

Als chemische Ursache käme eventuell ein Absinken der  $K^+$ -Konzentration in der Lösung in Frage. Dafür spricht die K-Armut der Pegmatite (vgl. Analyse) und die Beobachtung, daß in einigen Schliffen die Verdrängung von Muscovit, dem zweiten K-haltigen Mineral, zu erkennen ist. Da aber im all-

gemeinen Muscovit bestandsfähig ist und sogar kristallisiert, während K-Feldspat aufgezehrt wird, kann dies nur in Sonderfällen die Ursache sein. Ein anderer Grund könnte eine Erhöhung des Wasserdampf-Druckes in der Lösung sein. Da  $\text{OH}^-$  in Muscovit gebunden ist, wäre es denkbar, daß K-Feldspat in Lösung geht und sich an seiner Stelle Muscovit bildet.

Lehnt man diese chemischen Gründe ab, so muß eine Änderung der Werte der P-T-Bedingungen die Ursache sein. K-Feldspat ist bei sehr unterschiedlichen P-Bedingungen bestandsfähig, so daß als bestimmender Faktor nur die Temperatur übrig bleibt.

Fassen wir zusammen, so ergibt sich, daß die Ausmerzung des K-Feldspats durch eine Erhöhung des Wasserdampfdruckes oder ein Absinken der Temperatur, eventuell auch durch beide Vorgänge bewirkt wird. Kennzeichnend für die Bildungsbedingungen der Pegmatite ist auf alle Fälle die Ausmerzung des K-Feldspats und das Fehlen intermediärer oder basischer Plagioklase, an deren Stelle Albit und Klinozoisit entstehen. Die Bildungstemperatur der Pegmatite muß demzufolge niedrig gewesen sein. Sie ist gekennzeichnet durch die Albit-Muscovit-Paragenese.

Aus der gleichen Mineralparagenese der einzelnen Pegmatite und der fehlenden Anreicherung bestimmter Mineralien innerhalb einzelner Pegmatitkörper ist auf gleiche Bedingungen während der Zeitdauer der Pegmatitbildung zu schließen. Ob dies bei einer rein magmatischen, intrusiven Entstehung der Pegmatite möglich gewesen wäre ist fraglich. Bei einer rein magmatischen Entstehung wäre auch unverständlich, daß die Intrusion der Pegmatite nur innerhalb der M. M. erfolgte und vergleichbare Bildungen in der Grünschieferzone und im Vorland fehlen. Bei der Beschreibung der Pegmatite wurde bereits darauf hingewiesen, daß ihre eventuelle Ableitung von einem Granit völlig hypothetisch ist. Gegen einen Zusammenhang mit einem Granit spricht auch ihre Mineralparagenese; im Gegensatz zu „normalen“ Granitpegmatiten fehlen Mineralien seltener Elemente. Auch ist in den Muscoviten kein F enthalten, was für Pegmatite völlig untypisch ist.

Die Entstehung der Pegmatite ist somit nur im Zusammenhang mit dem regionalen Geschehen zu verstehen. Die Mineralien der Pegmatite sind dieselben wie die, die bei der Diaphthorese in den Gesteinen der M. M. aufsproßten. Da außerdem die Pegmatite syntektonisch gebildet und nach dem gleichen Deformationsplan verformt wurden, der auch während der Diaphthorese herrschte, sind die beiden Vorgänge miteinander gekoppelt verlaufen.

Wie ist nun die Genese der Pegmatite zu erklären?

Es gibt zwei grundsätzlich verschiedene Möglichkeiten:

1. Die Pegmatite sind Mobilisate aus dem Nebengestein.
2. Die Pegmatite kristallisierten aus zugeführten Lösungen (? Schmelzlösungen) aus.

Wollen wir die Pegmatite als Exsudate deuten, so müssen wir eine Volumverminderung des Nebengesteins annehmen. Man kann folgendermaßen argumentieren: Bei der regressiven Metamorphose werden entsprechend den P-T-Bedingungen Lösungen in den Gesteinen mobilisiert. Sie wandern einmal in

geöffnete Hohlräume (Pegmatitbildung) und verbleiben andererseits in den Intergranularen der Gesteine. Von dort aus korrodieren sie die femischen Mineralien. Der Gesamtchemismus der M. M. bleibt konstant. Die einzelnen Gesteine werden durch Abgabe sauren Materials zur Pegmatitbildung basischer und, da sie kein neues Material aufnehmen, in ihrem Volumen kleiner.

Gegen diese Auffassung spricht jedoch der Schlibbfund (vgl. Kapitel Diaphthorese). Die femischen Mineralien werden verdrängt, ohne daß neue basische Mineralien entstehen oder auch die freiwerdenden Elemente in den neu aufsprossenden Mineralphasen unterzubringen sind. Wir müssen also eine Wegfuhr basischer Elemente annehmen, wenn wir nicht eine Zufuhr saueren Materials voraussetzen. Wir hätten damit folgende These: Mobilisation von saurem Material in den Gneisen mit gleichzeitiger Wegfuhr basischer Elemente und Volumverminderung der Gesteine. Unter diesen Voraussetzungen ist zu erwarten, daß die Pegmatite eine Abhängigkeit nicht nur von der Tektonik, sondern auch von primär sauren Gesteinen zeigen. Das wären in unserem Fall der Metagranodiorit von Weickenreuth, die Orthogneise und die Muscovit-Granat-Gneise in der nördlichen Hälfte der M. M. Dies sind aber gerade die pegmatitarmer Teile der M. M. Andererseits können die intermediären bis basischen Gesteine (Eklogite, Granatamphibolite) nicht durch eine Wegfuhr sauren Materials entstanden sein, denn deren Bildung liegt weit vor der Diaphthorese, und ihre Entstehung während der regressiven Metamorphose ist mineralfaziell unmöglich. Ich halte es daher für ausgeschlossen, daß die Pegmatite Exsudate aus dem Nebengestein sind. Bei einer Häufigkeit von einem Pegmatitkörper (ca. 10 000 t) pro 1 qkm der M. M. wären rein mengenmäßig die Pegmatite allerdings ohne Schwierigkeiten aus den Nebengesteinen abzuleiten.

Nehmen wir an, daß Schmelzlösungen aus dem Untergrund die M. M. durchtränkten und es dabei zur Ausbildung von Konvektionsströmen oder ähnlichen Erscheinungen kam, so lassen sich die beobachteten Erscheinungen erklären. Saures Material wird zugeführt, und entsprechend dem Massenwirkungsgesetz bilden sich neue Mineralphasen. Die Schmelzlösungen sind in bezug auf femische Ionen nicht gesättigt, daher werden femische Mineralien korrodiert und gehen in Lösung, bis eine Absättigung der Lösung an femischen Bestandteilen eintritt. Um nun weitere Mineralien auflösen zu können, müssen die femischen Ionen aus dem Gleichgewicht entfernt, d. h. weggeführt werden. Das kann dadurch geschehen, daß sich an weiter entfernten Stellen femische Mineralien absetzen, die nicht unmittelbar als Bodenkörper in Erscheinung treten, oder daß sie in andere Räume abgeführt werden. Dafür spricht, daß keine Abscheidung von femischen Mineralien bekannt ist.

Es erhebt sich nun die Frage: Wie waren die aufsteigenden Lösungen beschaffen? Waren es wässrige hydrothermale Lösungen, oder waren es Schmelzen (Schmelzlösungen)?

In der Beschreibung der Pegmatite wurde ausgeführt, daß keine zonare Anordnung der Gemengteile in den Pegmatiten gegeben ist; es besteht keine Abhängigkeit von den Wänden; nirgends trat in Erscheinung, daß diese Wände von Kristallrasen besetzt wurden; auch Teufenunterschiede fehlen. Eine solche Ausbildung der Pegmatite ist nur möglich, wenn die Lösungen die von der Tektonik geöffneten Räume auf einmal gleichmäßig erfüllten. Wäßrige Lö-

sungen erfüllen diese Bedingungen nicht. Somit muß es sich um Schmelzlösungen gehandelt haben.

Da, wie weiter oben abgeleitet wurde, die Bildungstemperatur der Pegmatite niedrig war, dürfte die Temperatur der Schmelzen knapp oberhalb des kritischen Punktes von Wasser gelegen haben. Der Chemismus dieser Lösungen muß konstant gewesen sein, denn der Unterschied im Mineralbestand der Pegmatite ist geringfügig.

ERDMANNSDÖRFFER allerdings kommt für die Pegmatite des Weißensteins zu dem Schluß, daß sie aus anorthositischen Magmen entstanden sind. Bei Besprechung dieser Pegmatite weiter oben wurde von mir betont, daß die Klinozoisite in diesen Pegmatiten (zumindest z. T.) auf eine Zufuhr von  $\text{Ca}^{++}$  und  $\text{Mg}^{++}$  aus dem Eklogit zurückzuführen sind. Da diese Pegmatitgängen nur einige cm mächtig sind, wird durch eine geringe Zufuhr basischer Ionen ein ursprünglich saurer Chemismus verschleiert. Es ist daher nicht nötig, für diese Pegmatite ein anorthositisches Magma anzunehmen.

Der gleiche Chemismus der Pegmatite läßt auf eine konstante Zusammensetzung der Schmelzen schließen. Nachdem die Pegmatite relativ niedrig temperierte Bildungen sind, ist anzunehmen, daß die Schmelzen eine dem Eutektpunkt  $\pm$  entsprechende Zusammensetzung hatten. Der Eutektpunkt von Albit und Quarz, den beiden Hauptkomponenten der Pegmatite, liegt bei einem Mischungsverhältnis von 34 % Quarz und 66 % Albit. Der Quarzgehalt der Pegmatite schwankt um 25 % (s. S. 45), der Albitanteil um 66 % der Rest entfällt auf andere Mineralphasen). Ihre Zusammensetzung entspricht also annähernd dem geforderten Eutektverhältnis, allerdings ist der Quarzanteil etwas zu niedrig. Wie dem Schmelzdiagramm von Albit und Quarz zu entnehmen ist, bewirkt eine höhere Albitkonzentration nur ein geringes Ansteigen der Schmelztemperatur, dahingegen ein größerer  $\text{SiO}_2$ -Gehalt ein starkes Ansteigen. Die Temperatur der Schmelzen kann also trotz des etwas zu geringen Quarzanteils um die des Eutektpunktes geschwankt haben, wahrscheinlich lag sie sogar noch niedriger, da die Schmelzen ja noch Akzessorien und  $\text{H}_2\text{O}$  enthielten.

Das Na-K-Verhältnis entspricht dagegen auch nicht annähernd einem Eutekt, denn die Pegmatite der Münchberger Gneismasse besitzen eine starke Na-Vormacht. Daß Na und K getrennt oder verschieden weit wandern, ist auch aus anderen Gebieten bekannt, vor allem an Kontakten von Eruptiva. Dieses Phänomen läßt sich nur durch physikalische Gründe erklären. Na und K unterscheiden sich in ihren Atomgewichten, Ionenradien und somit auch in ihrem physikalischen Verhalten, wie Diffusionsgeschwindigkeit usw. Bei aus dem Untergrund aufsteigenden sauren Lösungen ist es daher möglich, daß K als das schwerere Ion nicht bis in die obersten Stockwerke gelangt und in tieferen Zonen gewissermaßen hängen bleibt.

Ob diese Schmelzlösungen sich von einem tief gelegenen Magmaherd abgespalten haben oder Mobilisate aus dem tieferen Untergrund sind, ist nicht zu entscheiden. Vermutlich ist letztere Deutung zutreffend, da die Pegmatite keine Mineralien seltener Elemente führen. Bei ersterer Annahme muß man eine weitgehende Denaturisierung der Lösungen folgern.

Wenn die Erklärung einer Trennung von Na und K mit Hilfe der physikalischen Gründe richtig ist, müssen sie allgemein anwendbar sein; d. h. es ist in allen Gebieten eine Albitisierung zu erwarten, in denen es zu einer Durch-

bewegung unter epi- bis mesozonalen Bedingungen kam, bei denen der tiefere Untergrund beteiligt war.

Nachdem in der Umgebung der M. M. keine den Pegmatiten eindeutig vergleichbare Bildungen auftreten, ist es nicht möglich, über das Alter der Pegmatite eine genauere Aussage zu machen. Nachfolgend werden daher nur zwei Deutungsmöglichkeiten einander gegenübergestellt.

Die Pegmatite wurden während der Diaphthorese passiv durchbewegt und sind gleich alt wie diese Verformung. Nachdem im Vorland der M. M. die varistische Gebirgsbildung nach demselben Deformationsplan ablief, ist es nahelegend, auch für die tektonische Prägung der M. M. das gleiche Alter anzunehmen (EMMERT, TONTSCH, SANNEMANN). Man muß aber hier mit den Schlußfolgerungen vorsichtig sein, denn die Verformung der M. M. verlief über einen langen Zeitraum und die Tektonik der M. M. läßt sich in mehrere Phasen untergliedern. Von diesen darf man demzufolge nur die jüngste, b-tektonische, der Diaphthorese zugehörige Durchbewegung als eventuell varistisch ansprechen.

Einem varistischen Alter der Pegmatite widerspricht die Ansicht von E. EIGENFELD. Auf Grund von Gerölluntersuchungen nimmt er bereits im Kulm einen an der Erdoberfläche anstehenden Gneiskomplex an. Die Diaphthorese und die Pegmatitbildung müßten demnach bereits vor dem Kulm erfolgt sein und wären nach R. EIGENFELD als assyntisch einzustufen.

H. VOGLER bearbeitete in jüngster Zeit gleichfalls die Unterkarbonkonglomerate des Frankenwalds. Sie enthalten nach ihm keine Geröllkomponenten der M. M. Er widerspricht damit der Ansicht EIGENFELDS. An Hand der Untersuchungen und Deutungen von VOGLER wäre ein varistisches Alter der b-tektonischen Durchbewegung der M. M. wahrscheinlich.

#### Zu IV. Zur Tektonik der Münchberger Gneismasse.

Am Schluß des Kapitels Tektonik wurde bereits ein Teil der Ergebnisse gedeutet. Es wurden mehrere Durchbewegungen unterschieden, die verschiedenen Metamorphosen zuzuordnen sind, die auf Grund der Dünnschliffuntersuchungen aufgestellt wurden.

Noch nicht eingegangen wurde dagegen bisher auf die großtektonische Stellung der M. M., ob Decke oder nicht. Untersuchen wir zunächst die Möglichkeit einer Fernüberschiebung. Man kann sich eine Überschiebung mechanisch auf zwei Arten vorstellen. Entweder ist die „Decke“ als starre Platte über einen gleitfähigen Untergrund geglitten, oder aber die Schubmasse wurde bei der Überschiebung mitverformt. Die erste Art der Erklärung ist unwahrscheinlich, denn die Unterschiede in den mechanischen Eigenschaften zwischen Untergrund und Decke müßten in einem solchen Fall sehr groß sein. Bei Annahme der zweiten Art der Überschiebung müssen wir nach einer dieser Überschiebung entsprechenden Deformationsplan der Gesteine der M. M. suchen. Die die M. M. umgebenden und unter die M. M. abtauchenden Gesteinsserien sind epizonal (nicht regressiv) metamorph. Die Überschiebung muß also in der Epizone stattgefunden haben. Entsprechend müssen die Spuren innerhalb der M. M. epizonalen Charakter haben. Nun finden wir in der M. M. vor allem ein auffallendes tektonisches Element, das ist die straffe B-Tektonik mit Südwest—Nordost streichenden Achsen, die nach Nordosten tauchen. Diese Durchbewe-

gung erfolgte z. T. in der Epizone (s. Abschnitt Diaphthorese). Außerdem wurden die Gesteine der M. M. noch rupturrell beansprucht. Diese Deformation ist in der ganzen Gneismasse zu finden. Sie ist aber zu schwach, um Bewegungen von großem Ausmaß zu erklären. Wenden wir uns daher wieder der B-Tektonik zu. Bei der Durchbewegung dringen (wie weiter oben ausgeführt wurde) Lösungen aus dem Untergrund in die M. M. ein. Ist die M. M. von weither überschoben, so müssen in den von ihr überschobenen Gebieten Einwirkungen der pegmatitischen Lösungen zu finden sein. Solche fehlen jedoch. Ferner werden bei einer Überschiebung auch Zufuhrkanäle ständig geschlossen, so daß eine so intensive Durchblutung der M. M. nicht denkbar ist.

Es sprechen daher zahlreiche Gründe für eine mehr oder weniger autochthone Stellung der M. M.

Zusammenfassend läßt sich folgende großtektonische Hypothese über die Stellung der M. M. entwickeln. Nach vorausgegangenen Metamorphosen fand ein Aufsteigen der M. M. statt. Dabei kam es zu einer Diaphthorese der M. M. mit Anpassung des Mineralbestands an epizonale Bedingungen. Mit diesem aktiven Aufsteigen der M. M. war eine intensive b-tektonische Durchbewegung verbunden unter Wiederaufhebung eines alten Deformationsplans mit SW—NE streichenden und nach NE eintauchenden Achsen.

Bei einem pilzförmigen Aufdringen ist es nun möglich, daß sowohl im NW wie im SE die M. M. ihr Vorland überschob. Das Abtauchen der Schichten im SW unter die M. M. ist mit den nach NE tauchenden B-Achsen zu erklären. Es ist erstaunlich, daß trotz der konstant nach NE abtauchenden Achsen in der M. M. sowohl im SW wie im NE gleichmetamorphe Gesteinsserien zu Tage anstehen. Zur Erklärung dieses Phänomens wurden bisher Querverbiegungen angenommen. Nun werden in den Gruben laufend Verwürfe angefahren, bei denen der NE-Flügel gehoben wurde, die also in entgegengesetztem Sinne wie die abtauchenden B-Achsen wirken. Ich glaube, daß mit diesen antithetischen Verwürfen sich obengenanntes Phänomen zwanglos erklären läßt. Ob zusätzlich Querverbiegungen vorkommen, kann nicht entschieden werden. Mit antithetischen Verwürfen ist auch die Aufschiebung der M. M. auf ihr Vorland im NE zu erklären.

An dieser Stelle sind noch einige Bemerkungen zu den Vorstellungen SCHÜLLERS über den Bau der M. M. zu machen. SCHÜLLER gelangte zu der Ansicht, daß die M. M. aus zwei Einheiten besteht, einem autochthonen Kern und einer überschobenen prasinitischen Decke. Da in den beiden „SCHÜLLERSchen Decken“ Pegmatite enthalten sind, müßte die Überschiebung präpegmatitisch erfolgt sein und damit vor der Diaphthorese. Ein Eindringen der Pegmatite in die überschobene prasinitische Decke während des Überschiebungsvorgangs ist nicht denkbar, da hierbei vorhandene Zufuhrkanäle abgeschert würden und ein Stau der aufdringenden Lösungen an der Überschiebungsfläche stattfinden müßte.

SCHÜLLERS prasinitische Einheit müßte demzufolge unter mesozonalen Bedingungen überschoben worden sein. Eine Erklärung der tektonischen Stellung der M. M. ist somit aber nicht mehr gegeben.

## B. Zusammenfassung

Nachfolgend wird eine zusammenfassende Deutung der in den vorausgehenden Kapiteln beschriebenen Beobachtungen gegeben.

Die M. M. ist ein polymetamorpher Komplex, für den sich nachfolgendes Schema des Entwicklungsganges aufstellen läßt:

1. Das Ausgangsmaterial der Gesteine war eine sedimentäre Folge von Tonen, Grauwacken, Mergeln etc., vielleicht mit eingeschalteten Tuffen und Ergüssen (hauptsächlich von Basiten).

Diese Gesteinsserie wurde wahrscheinlich einer ersten Verfaltung und Metamorphose unterworfen, über die nur örtlich Anhaltspunkte gegeben sind.

2. In einem zweiten Verformungsakt wurde die Gesteinsserie erneut verfaltet. Während und nach dieser Verfaltung kam es zu granitischen Intrusionen (die jetzigen Orthogneise). Hierbei erfolgte z. T. eine Granitisation der M. M.
3. Die M. M. wurde unter eklogit-granulit-faziellen Bedingungen mehr oder weniger intensiv regionalmetamorph umgeprägt.
4. Am Ende von 3. erfolgte die Intrusion der Granodiorite. Eine fortschreitende s- bis b-tektonische Verformung der M. M. führte zur Anlage SW—NE streichender B-Achsen mit nordöstlichem Tauchen.
5. Die M. M. wurde aufgepreßt und überschob randlich ihr Vorland. Damit war eine b-tektonische Durchbewegung verbunden. Der in Phase 4. angelegte Deformationsplan wurde hierbei übernommen.

Im Zusammenhang mit der Durchbewegung wurde die M. M. von sauren, Na-reichen Schmelzlösungen aus dem tieferen Untergrund durchblutet. Der Mineralbestand der M. M. wurde diaphthoritisch umgeprägt. An tektonisch vorgezeichneten Stellen schieden sich Pegmatite aus.

Die einzelnen Metamorphosen mit den zugehörigen Durchbewegungen entsprechen z. T. verschiedenen Orogenesen, z. T. können sie auch verschiedenen Phasen einer Orogenese angehören. Zwischen den einzelnen Metamorphosen sind daher größere Zeitlücken anzunehmen. Zeitlich gehören die beiden letzten Phasen der Metamorphose wahrscheinlich zu der varistischen, die vorausgegangenen zu den präkambrischen Orogenesen.

Die Metamorphosen 3—5 sind bei niedrigeren T-Bedingungen verlaufen als die Metamorphose der Gneise des Moldanubikums.

Die Pegmatite der Phase 5 sind durch die Paragenese gekennzeichnet: Albit—Oligoklas—Muscovit. Sie sind keine echt magmatischen Bildungen, sondern kristallisierten aus Schmelzlösungen, die aus dem tieferen Untergrund zugeführt wurden und die M. M. durchtränkten. Die Pegmatite sind syn- bis spätektonisch zu der b-tektonischen Durchbewegung der Phase 5 und entstanden in Abhängigkeit von der örtlichen Tektonik.

Bei der Diaphthorese sind zwei Reihen der Mineralumwandlungen festzustellen:

- a) Der Mineralbestand wurde sukzessive epizonalen Bedingungen angepaßt.
- b) Als Folge der Durchblutung der M. M. mit sauren, Na-reichen Lösungen wurden die dunklen Gemengteile und der K-Feldspat mehr oder weniger quantitativ ausgemerzt.

Die Umwandlung des Altbestands und die Reihenfolge der neu aufgesproßten Mineralien sind nachfolgendem Schema zu entnehmen.

Mineralien, die in Gesteinen der M. M. vorkommen	Vordiaphthoritische Mineralbildungen		Neubildungen während der Diaphthorese. Zeitliche Reihenfolge der Bildung: alt <span style="float:right">jung</span> —————→
	werden während d. Diaphth. ± ausgemerzt	bleiben (metastabil) erhalten	
Rutil	+		
Titaneisen	+		
Titanit		+	██████████
Pyroxen	+		
Hornblende	+		
Biotit	+		
Granat		+	██████
K-Feldspat	+		
intermed. bis bas. Plagioklas	+		
Albit-Oligoklas		+	████████████████████
Klinozoisit-Epidot			████████████████
Muscovit		+	████████████████████
Chlorit u. Vermiculit			████████████████████
Quarz		+	████████████████████

## Schrifttum

- AHRENS, W.: Schichtenfolge und Tektonik der Randschieferserie in den Bahneinschnitten westlich Schauenstein am Nordwestrand des Münchberger Gneis-Gebietes. — *Geologica Bavarica*, Nr. 27, München 1956.
- BARTH, T.: Zur Genese der Pegmatite im Urgebirge. — *N. Jb. Mineral. usw., Abt. A*, 58, Stuttgart 1928.
- BEHREND u. BERG: *Chemische Geologie*. — Verlag Ferd. Enke, Stuttgart 1927.
- BRAND, H.: Die Kupfererzlagerstätte bei Kupferberg in Oberfranken mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehungen zur Münchberger Gneismasse. — *Geogn. Jh.*, 34, München 1921.
- BRENNICH, G.: Der Gneiskeil von Berneck im Fichtelgebirge. — *Geol. Rdsch.*, 21, Berlin 1930.
- DEUBEL, F.: Der Südostrand der Münchberger Gneismasse im Gebiet von Schwarzenbach a. d. Saale. — *Zbl. Min.*, S. 394—400 u. 427—433, Stuttgart 1923.
- DRESCHER-KADEN, F. K.: Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. — *Min. und Petr. in Einzeldarstellungen*, 1, Verlag Springer, Heidelberg 1948.
- DÜLL, E.: Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis ihrer genetischen Verhältnisse. — *Geogn. Jh.*, 15, München 1902.
- EIGENFELD, R.: Zur petrotektonischen Analyse der Münchberger Gneismasse. — *Fortschr. d. Min.*, 31, Stuttgart 1953.
- EMMERT, U.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen nordöstlich der Münchberger Gneismasse. — *Geologica Bavarica*, Nr. 27, München 1956.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über Zoisit-Oligoklas-Pegmatit und seine Beziehung zu anorthositischen Magmen. — *Sitz.-Ber. Heidelb. Akad. Wiss. Math.-phys. Kl.*, 4. Abh., Heidelberg 1951.
- FERSMANN, A.: Zur Geochemie der Granitpegmatite. — *Min. Petr. Mitt.*, 41, Leipzig 1931.
- FIEDLER, A.: Über Verflößungserscheinungen von Amphibolit mit diatektischen Lösungen im östlichen Erzgebirge. — *Min. Petr. Mitt.*, 47, Leipzig 1936.
- FISCHER, G.: Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark. — *Jb. Preuß. Geol. L.A.*, 59, Berlin 1938.
- GÜMBEL, C. W. v.: *Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges*. — Gotha 1879.
- HOFMANN, R.: Zur Tektonik des Frankenwaldes. — *Geologica Bavarica*, Nr. 27, München 1956.
- HORSTIG, G. v.: Die Tektonik im Gebiet der Frankenwälder Querzone bei Berg nordwestlich Hof. — *Geologica Bavarica*, Nr. 27, München 1956.
- KOHLER, E.: Über den Geologischen Aufbau der Münchberger Gneisinsel. — *Geogn. Jh.*, 27, München 1914.
- MATTHES, S.: Biotitführende Metabasiteinschlüsse in Serpentinivorkommen des Sächsisch-Fichtelgebirgischen Kristallins und ihre Ableitung. — *Min. Petr. Mitt.*, 52, Leipzig 1940.
- PFÄFF, F. W.: Beobachtungen an Kristallinen Schiefen des Fichtelgebirges. — *Geogn. Jh.*, 21, München 1908.
- ROST, F.: Das Serpentin-Gabbro-Vorkommen von Wurlitz und seine Mineralien (Grünschieferzone der Münchberger Gneismasse). — *Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr.* 1, Heft 5/6, S. 626—688 u. 556/557, Heidelberg 1949.
- Die Minerallagerstätte von Wurlitz in der Grünschieferzone der Münchberger Gneismasse im Vergleich mit alpinen Mineralklüften. — *Fortschr. d. Min.*, 27, Stuttgart 1950.
- Ultrabasische Gesteine in der Münchberger Gneismasse. — *Geologica Bavarica* Nr. 27, München 1956.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — I. u. II. Teil. Verlag J. Springer, Wien 1948/50.

- SCHEUMANN, K. H.: Prävariskische Glieder der Sächsisch-Fichtelgebirgischen Kristallinen Schiefer. I. Die Magmatisch Orogenetische Stellung der Frankenberg Gneisgesteine. — Abh. Math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., **39**, Nr. 1, Leipzig 1924.
- Die gesteins- und mineralfazielle Stellung der Metakieselschiefergruppe der südlichen Randozne des sächsischen Granulitgebirges. — Abh. Math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., **39**, Nr. 3, Leipzig 1925.
  - Über eine Gruppe bisher wenig beachteter Orthogneise des Granulitgebirges und deren Einschichtung. — Min. Petr. Mitt., **47**, Leipzig 1936.
- SCHNITZER, W. A.: Eisenglanzausscheidungen auf Klüften in Gesteinen der Münchberger Masse bei Helmbrechts. — Geol. Bl. NO-Bayern, **4**, Erlangen 1954.
- SCHROEDER, E.: Zur Stellung des Hirschberger Gneises. — Geologica Bavarica, Nr. 27, München 1956.
- SCHÜLLER, A.: Zur tektonischen Analyse der Münchberger Gneismasse. — Z. deutsch. geol. Ges., **97**, Stuttgart 1945.
- Petrogenetische Studien zum Granulitproblem an Gesteinen der Münchberger Masse. — Heidelb. Beitr. z. Min. u. Petr., **1**, Heidelberg 1948.
- SCHUSTER, M.: Petrographische Studien an „Weißsteingneisen“ aus der Münchberger Gneisgruppe. — Geogn. Jh., **21**, München 1908.
- SEGMÜLLER, E.: Untersuchungsergebnisse an Eklogiten, Granatamphiboliten und Serpentiniten der Münchberger Gneismasse. — Geol. Bl. NO-Bayern, **1**, Erlangen 1951.
- TONTSCH, G. K.: Gefügetektonische Untersuchungen im Ostteil der Münchberger Gneismasse und deren Umrahmung. — Geologica Bavarica, Nr. 27, München 1956.
- TRÖGER, W. E.: Tabellen zur Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1952.
- VOGLER, H.: Die Unterkarbonskonglomerate des Frankenwaldes und ihre paläogeographische Deutung. — Geologica Bavarica, Nr. 27, München 1956.
- WURM, A.: Der geologische Aufbau des Fichtelgebirges und Oberpfälzer Waldes und der angrenzenden Gebiete. — Erl. z. Bl. V d. geol. Übersichtskarte v. Bayern r. d. Rh. 1 : 250 000 v. M. SCHUSTER, München 1924.
- Geologischer Führer durch Fichtelgebirge und Frankenwald. — Verl. Borntraeger, Berlin 1925.
  - Geologie von Bayern, I. Teil: Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald. — Handb. d. Geologie u. Bodenschätze Deutschl., Verl. Borntraeger, Berlin 1925.
  - Gedanken zum Problem der Münchberger Gneismasse. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., Stuttgart 1954.
  - Neue Ergebnisse der Forschungen im variskischen Gebirge Nordostbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., **108**, Stuttgart 1956.
- ZIEGLER, M.: Das Münchberger Gneissmassiv vom petrographischen Standpunkt aus. — Diss. T. H., München 1914.

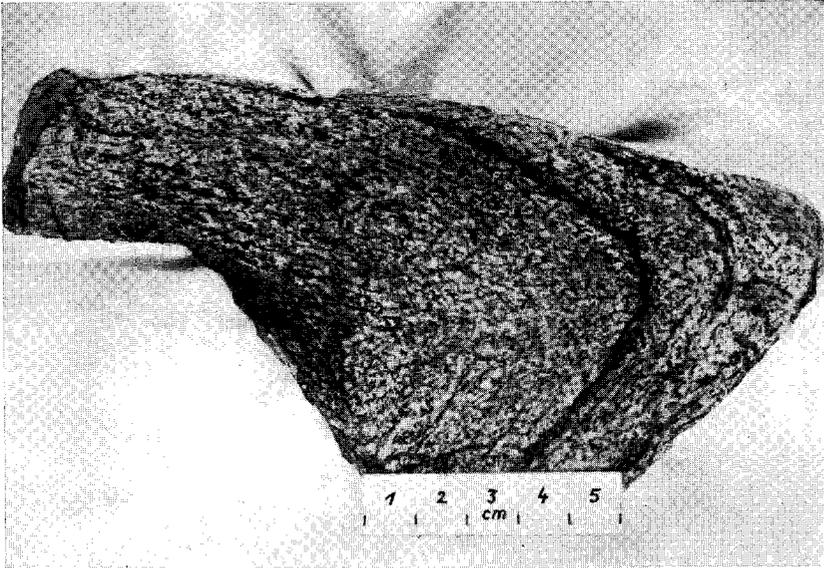


Bild 1. Muscovit-Granat-Gneis, Hohlweg bei Pirk NE Konradsreuth. Biege-Scherfalte mit rhombischem Deformationsplan. Muscovit tapeziert sowohl das alte verbogene s-Flächengefüge als auch das neue s'-Scherflächengefüge aus.

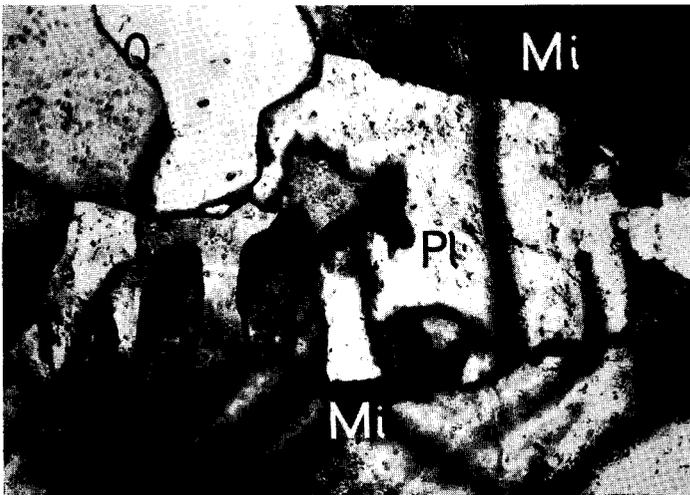


Bild 2. Hornblendeführender Gneis, nordwestlich Wiesenthal i. Wald; 330 × Vergr., Nicols gekreuzt. Plagioklas (Pl) wird von Mikroklin verdrängt. Mikroklin wächst hierbei buchtig in den Plagioklas hinein. Daß tatsächlich K-Feldspat die verdrängende Phase ist, erkennt man an den in ihm „schwimmenden“ Plagioklasresten, die mit dem Großkorn optisch gleich orientiert sind. Q = Quarz.

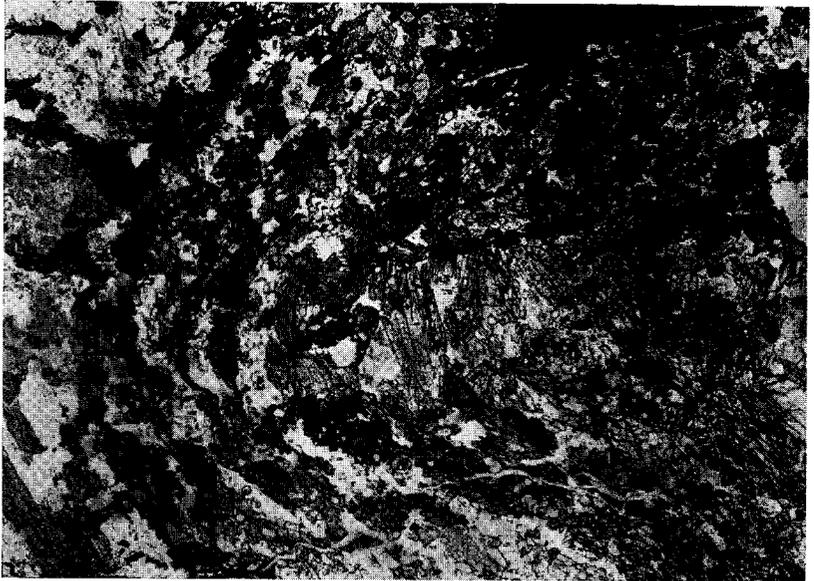


Bild 3. Amphibolit, 500 m südwestlich Oberkotzau,  $11\times$  Vergr. An Hand der formgeregelten Hornblenden erkennt man eine enggepreßte, kombinierte Biege-Scherfalte. Die Hornblenden tapezieren hierbei sowohl das verbogene allgemeine  $s$  aus, als auch ein Scherungs- $s'$ .

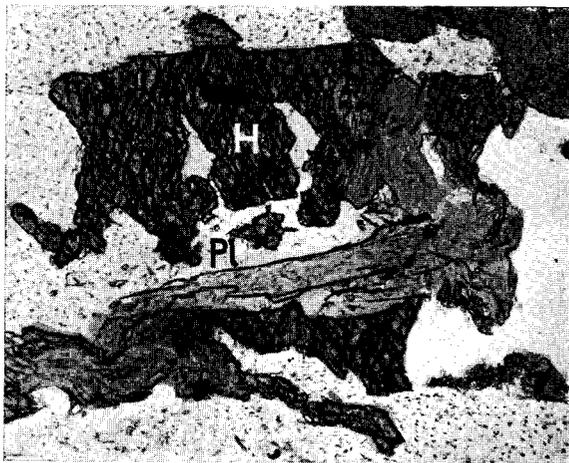


Bild 4. Granatamphibolit südöstlich Schwarzenfurth, bei den Weihern am Waldrand.  $65\times$  Vergr. Plagioklas (Pl) und Chlorit treten gegenüber Hornblende (H) verdrängend auf (nähere Beschreibung s. Text S. 23 u. 24).

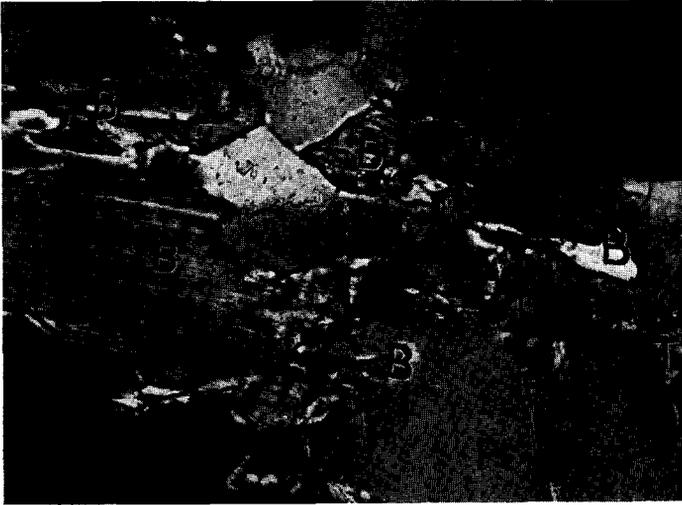


Bild 5. Orthogneis, Steinbruch nördlich Schwarzenfurth b. Pkt. 601,  $315 \times$  Vergr., Nicols gekreuzt. Plagioklas verdrängt Biotit. B = Biotit. Pl = Plagioklas. T = Titanit (nähere Beschreibung s. Text S. 24).

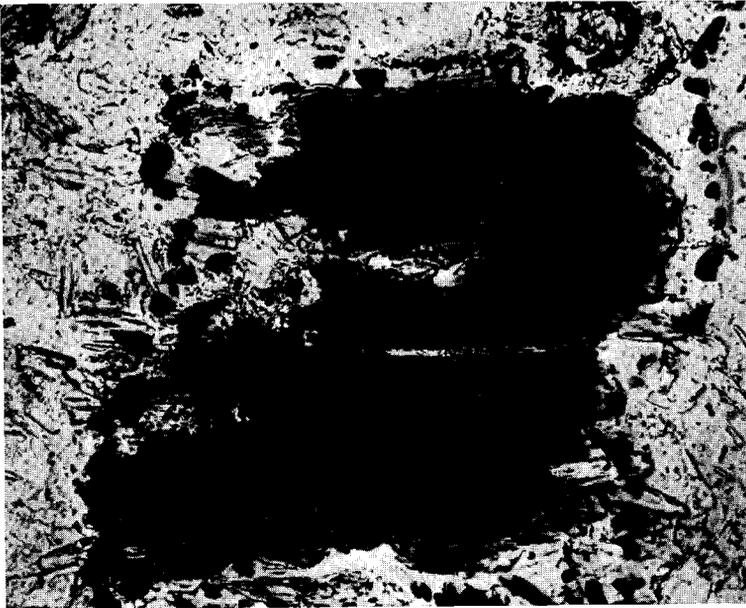


Bild 6. Metagranodiorit, nordwestlich Stammbach;  $400 \times$  Vergr. Albit-Oligoklas verdrängt Biotit (nähere Beschreibung s. Text S. 24).



Bild 7. Augengneis, südwestlich Gefrees; 30× Vergr., Nicols +. K-Feldspat wird von einem feinkörnigen Albit-Muscovit-Pflaster umsäumt, das ihn verdrängt (nähere Beschreibung s. Text S. 26).

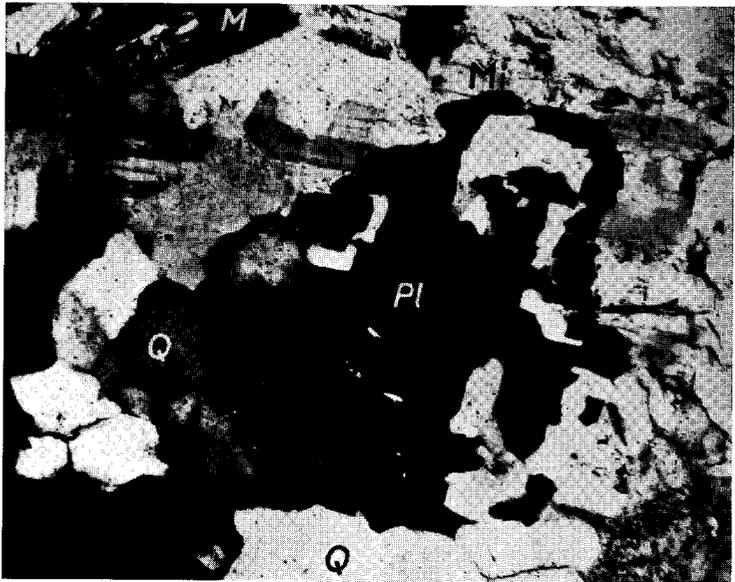


Bild 8. Muscovit-Granat-Gneis, Hammerberg an der NE-Spitze des Waldrandes, Blatt Helmbrechts; 160× Vergr., Nicols +. Plagioklas verdrängt Mikroklin. Pl = Plagioklas (Albit), Mi = Mikroklin, Q = Quarz, M = Muscovit (nähere Beschreibung s. Text S. 26).

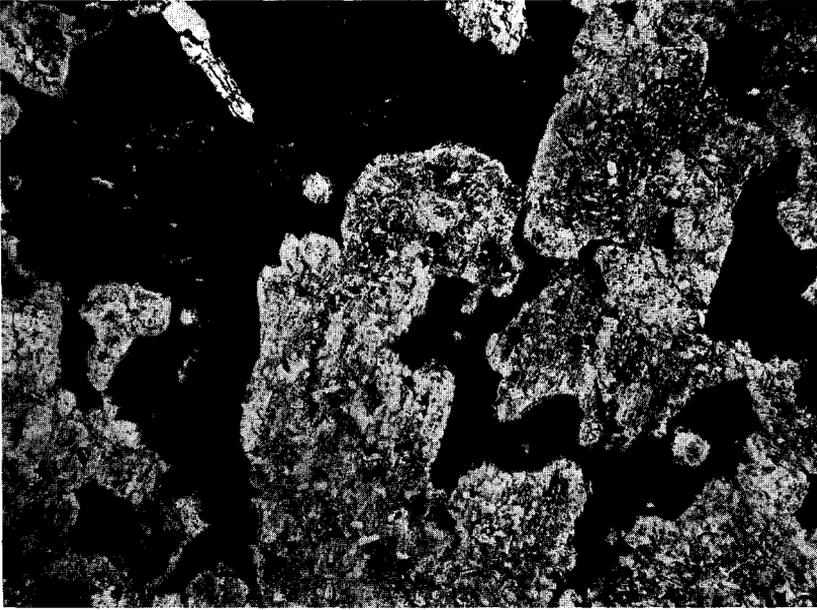


Bild 9. Metagranodiorit, zwischen Weickenreuth und Mehlgrund; 50  $\times$  Vergr., Nicols nicht ganz gekreuzt. Im großen Plagioklaskorn (auf der Abb. hell) liegt antiperthitischer K-Feldspat (grau). Plagioklas (Albit) verdrängte den K-Feldspat (nähere Beschreibung s. Text S. 27).



Bild 10. Flasrig-körniger Gneis, nordwestlich Friedmannsdorf; 225  $\times$  Vergr., Nicols gekreuzt. Stark von Erz getrüebter Plagioklas (Bildmitte) wird von einem Plagioklasgroßkorn verdrängt. Der „alte“ Plagioklas ist höher lichtbrechend als der neu aufsprossende. Dieser hat bereits Teile des „alten“ abgetrennt. Ein größeres Bruchstück ist im Bilde oben zu erkennen.

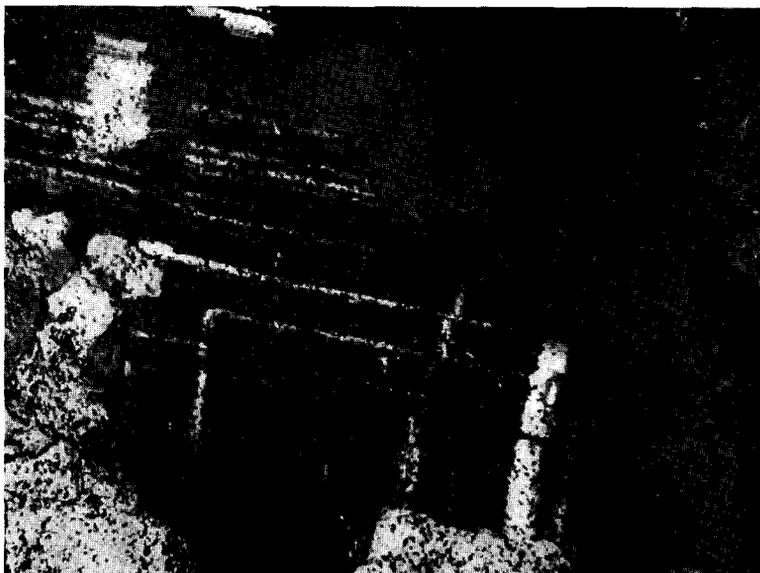


Bild 11. Hornblendegneis, Straße Stammbach—Münchberg;  $230\times$  Vergr., Nicols leicht gekreuzt. Sekundärer Anwachsstreifen von Plagioklas um Plagioklas. Der Anwachsstreifen ist nicht mit Erz und Serizit getrübt (weitere Beschreibung s. Text S. 28).

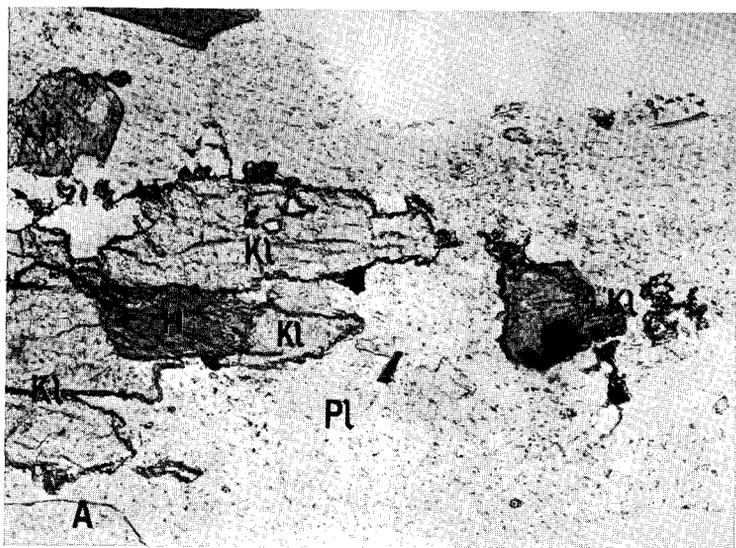


Bild 12. Granatamphibolit, südöstlich Schwarzenfurth bei den Weihern am Waldrand;  $130\times$  Vergr. Klnozoisit (Kl) wird von Plagioklas (Pl) eingeschlossen. Der Plagioklas griff hierbei den Klnozoisit verdrängend an. Die Verdrängung erfolgte vor allem längs der Spaltrisse. Dabei wurden Teilstücke des Klnozoisits von den Hauptkörnern abgetrennt und isoliert eingeschlossen. Der Vorgang ist vor allem an dem Klnozoisit im Bilde rechts zu erkennen. — Klnozoisit ist verwachsen mit Hornblende (H), die ihrerseits von Klnozoisit umwachsen und korrosiv angegriffen wurde. Klnozoisit wucherte dabei längs der Spaltrisse in die Hornblende ein. A = Apatit.

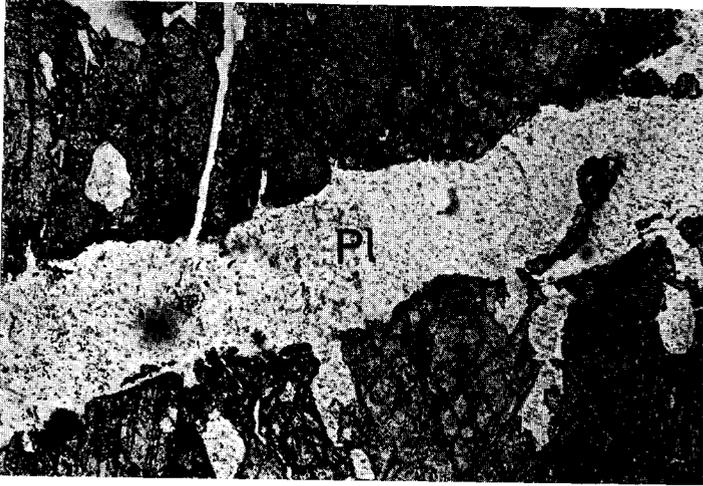


Bild 13. Muscovit-Granat-Gneis, zwischen Weißdorf und Bug; 115  $\times$  Vergr. Klinozoisitkristalle, breit geklüftet, werden von Plagioklas (Pl) verheilt. Plagioklas (Albit-Oligoklas) ist also in diesem Falle jünger als Klinozoisit.

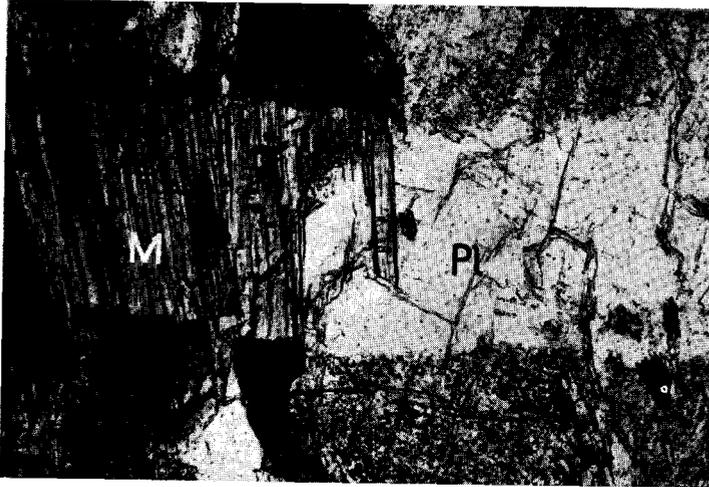


Bild 14. Amphibolit, Grube Weißdorf; 157  $\times$  Vergr., Nicols nicht ganz gekreuzt. Plagioklas (Pl) und Muscovit (M) verheilen zusammen eine Kluft im Amphibolit (nähere Beschreibung s. Text S. 31).



Bild 15. Muscovit-Granat-Gneis, bei Biengarten südwestlich Münchberg; 280 $\times$  Vergr. Vermiculit (V), die dunklen Garben der Abbildung und das große Scheit, parallel verwachsen mit Muscovit (M), die hellen Scheiter der Abbildung. Das große Vermiculit-Scheit ist pseudomorph nach Biotit (die Umwandlung von Biotit in Vermiculit ist an anderer Stelle zu beobachten). Muscovit und Vermiculit sind in diesem Fall gleich alt.



Bild 16. Pegmatit mit Nebengestein, südwestlich Münchberg; 35 $\times$  Vergr., Nicols gekreuzt. Im Nebengestein eines Pegmatits aufgesproßter Plagioklas mit verbogenen Albitlamellen (nähere Beschreibung s. Text S. 46).

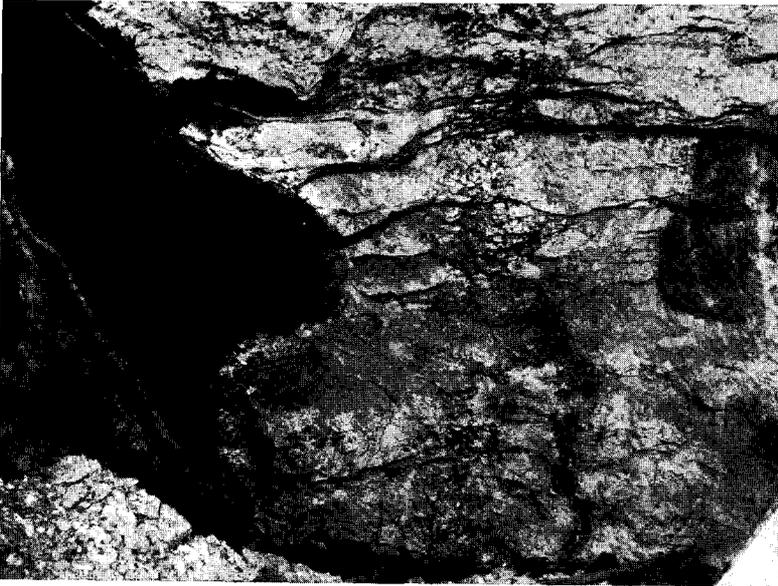


Bild 17. Pegmatit der Grube Weißdorf von NE photographiert. In den Pegmatit ist Nebengestein (flasrig-körniger Gneis) leicht eingefaltet (im Bilde links zu erkennen). Die weißen Streifen im Gneis sind vom Pegmatit ausgehende Apophysen.



Bild 18. Kleine, in Gneis eingefaltete Pegmatitlinse im Hohlgraben bei Höflas. — Das Bild ist typisch für die Pegmatite im allgemeinen. Sie sind in den Faltenkernen angeschoppt, dafür in den Faltschenkeln ausgedünnt; schließlich werden die Faltschenkel abgeschert oder es erfolgt normales Auskeilen.



Bild 19. Pegmatit der Grube Weißdorf, photographiert von SW. Man erkennt deutlich, wie sich vom Pegmatit aplitisch-pegmatitische Lagen abspalten und den Gneis injizieren. Das Gneis-s stößt spitzwinklig, leicht diskordant am Pegmatit ab.

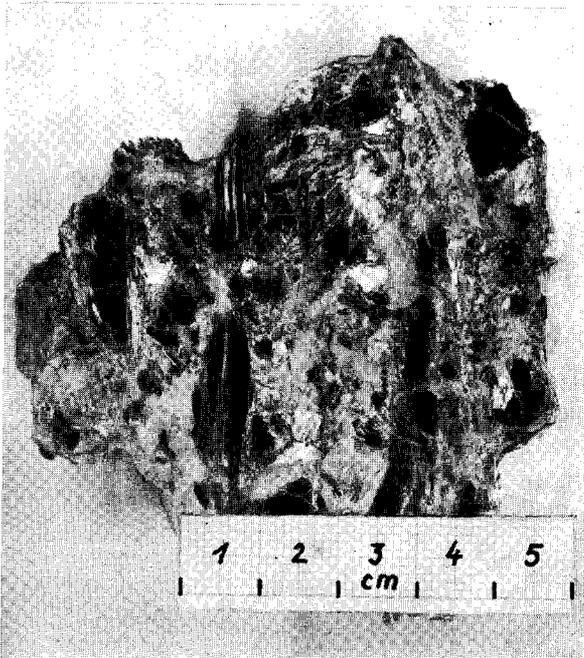


Bild 20. Pegmatit der Grube Rank, Bösenack bei Gefrees. Glimmer verbogen und zerbrochen um eine deutlich ausgeprägte B-Achse.

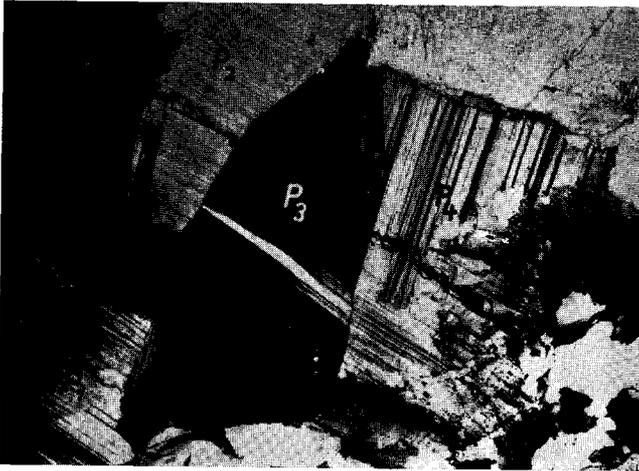


Bild 21. Pegmatit, nordöstlich Stammbach; 11× Vergr., Nicols nicht ganz gekreuzt. Ein Plagioklaskorn wurde in Subindividuen (P<sub>1</sub>, P<sub>2</sub>, P<sub>3</sub>, P<sub>4</sub>) zerlegt. Die einzelnen Körner wurden etwas gegeneinander rotiert, wie man an den schiefwinklig aneinander abstoßenden Zwillingslamellen erkennt. P<sub>4</sub> ist randlich mit Erz und Sericit durchstäubt.



Bild 22. Pegmatit von der Grube Lübnitz bei Gefrees; 40× Vergr., Nicols gekreuzt. Durch eine Kluft zerstückeltes Plagioklaskorn ist durch Quarz verheilt. Randlich ist der Plagioklas rekristallisiert (nähere Beschreibung s. Text S. 49).

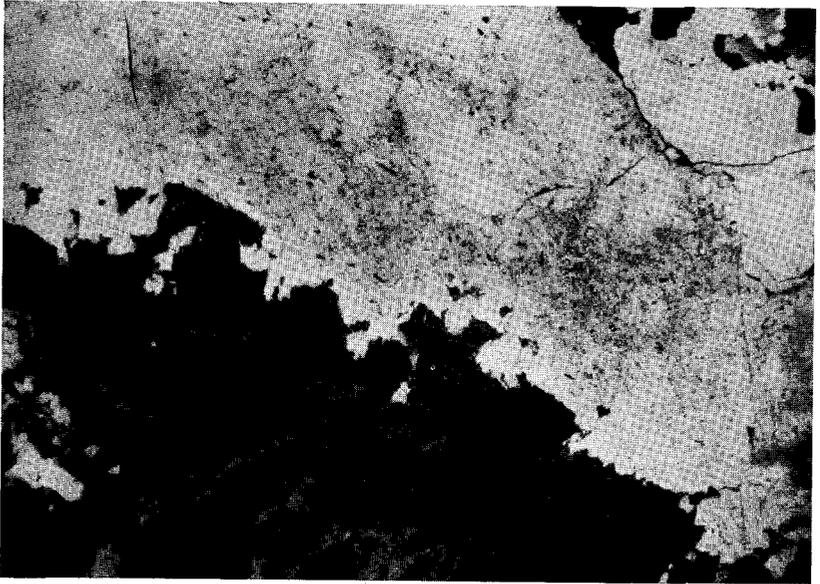


Bild 23. Pegmatit, Grube Seulbitz; 28 $\times$  Vergr., Nicols gekreuzt. Plagioklas (hell) verdrängt Mikroklin (auf dem Bild in Dunkelstellung) (nähere Beschreibung s. Text S. 53).

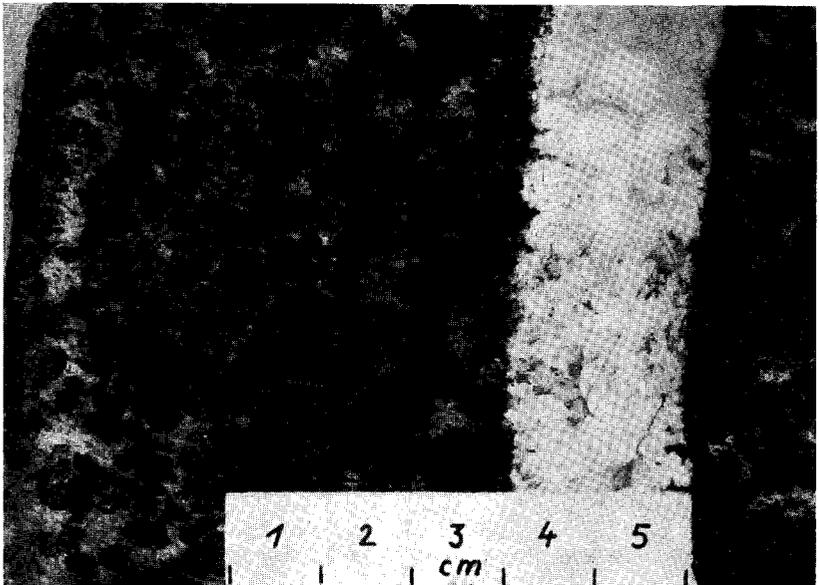
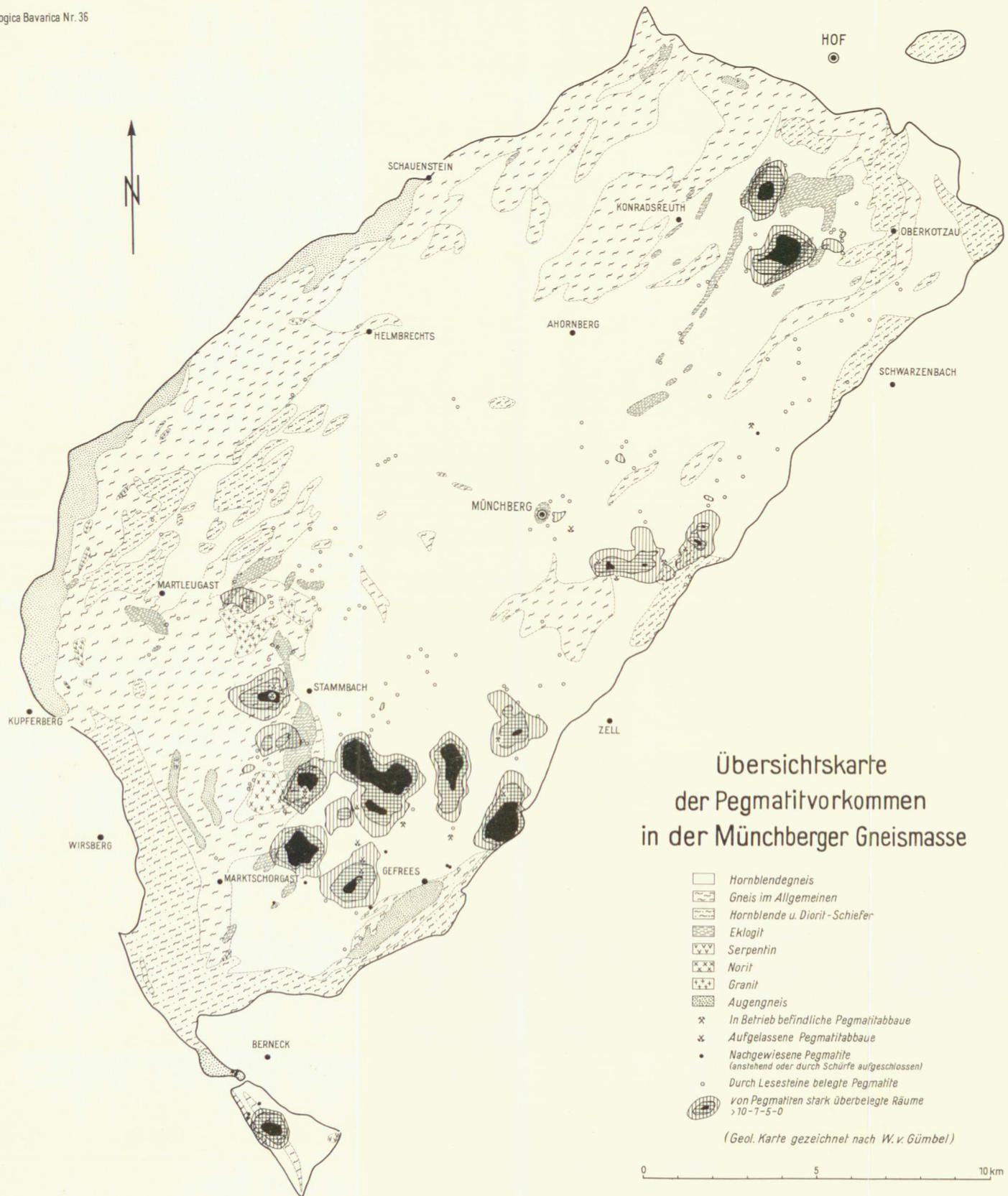


Bild 24. Eklogit vom Weißenstein bei Gefrees. Pegmatit setzt scharf diskordant durch Eklogit. Am Kontakt ist der Eklogit amphibolisiert. Die aufspassende Hornblende färbt das Gestein schwarz. Etwas vom Kontakt entfernt bildete sich nur mehr um die Granaten herum ein Hornblendesaum.



### Übersichtskarte der Pegmatitvorkommen in der Münchberger Gneissmasse

- Hornblendegneis
- Gneis im Allgemeinen
- Hornblende u. Diorit-Schiefer
- Eklogit
- Serpentin
- Norit
- Granit
- Augengneis
- In Betrieb befindliche Pegmatitabbau
- Aufgelassene Pegmatitabbau
- Nachgewiesene Pegmatite  
(anstehend oder durch Schürfe aufgeschlossen)
- Durch Lesesteine belegte Pegmatite
- von Pegmatiten stark überbelegte Räume  
> 10-1-5-0

(Geol. Karte gezeichnet nach W. v. Gümbel)

0 5 10 km